



Excursion Le Crétacé de la marge atlantique marocaine (région d'Agadir) (1-7 septembre 2007)

Serge Ferry, Moussa Masrour, Danièle Grosheny

► To cite this version:

Serge Ferry, Moussa Masrour, Danièle Grosheny. Excursion Le Crétacé de la marge atlantique marocaine (région d'Agadir) (1-7 septembre 2007). Excursion du Groupe Français du Crétacé, 2007, Série "Excursion", 75 p. hal-00686791

HAL Id: hal-00686791

<https://hal.science/hal-00686791>

Submitted on 11 Apr 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



Excursion du Groupe Français du Crétacé

Le Crétacé de la marge atlantique marocaine (région d'Agadir)

1. Biostratigraphie
2. Organisation séquentielle de prismes de marge sur profils sédimentaires plats
2. Expression locale de la crise de la limite Cénomanien-Turonien

1-7 septembre 2007

Organisée par Serge Ferry, Moussa Masrour
& Danièle Grosheny

avec la collaboration de :

Mohamed Aoutem, François Atrops, Mohamed Jati,
Brahim Lhamyani, Nourrisaïd Içame



Sommaire

Résumé	2
Abstract	4
Programme de l'excursion	6
Liste des figures	7
Figurés et abréviations utilisés	9
1. Introduction	10
2. Biostratigraphie du Néocomien	10
3. Le Néocomien sur la transversale d'Agadir	13
4. Le Néocomien sur la transversale Cap Tafelney-Imi N'Tanoute	17
5. Le Céno-manien-Turonien sur la transversale d'Agadir	25
6. Stratigraphie séquentielle	29
7. Description des arrêts	39
J1 (2 septembre) Néocomien de la transversale d'Agadir	39
J2 (3 septembre) Céno-manien-Turonien de la transversale d'Agadir	44
J4 (5 septembre) Néocomien de la transversale Tafelney-Imi N'Tanoute	53
J5 (6 septembre) Céno-manien à Paléocène de la région de Taroudant	59
8. Bibliographie	67
9. Annexes	72

Résumé

L'intervalle Berriasien-Hauterivien et l'intervalle Cénomaniens-Turonien inférieur ont été étudiés par coupes sériees, alignées sur deux traverses E-W, de la côte actuelle aux contreforts du Haut-Atlas, l'une à la latitude d'Agadir, l'autre un peu plus au Nord (cap Tafelney-Imi N'Tanoute). Elles permettent de reconstituer l'évolution du prisme sédimentaire de la marge atlantique. Les séries marocaines sont très fossilifères (ammonites, brachiopodes, bivalves, oursins, ...) et ont permis de bâtir des échelles biostratigraphiques parallèles. Elles présentent également, au plan de la stratigraphie séquentielle, l'intérêt de montrer un enregistrement très particulier des séquences de dépôt, en raison de la grande platitude des profils sédimentaires qui n'autorise pas la constitution des prismes progradants classiques des profils de rampe, au début de la chute du niveau marin relatif.

Les deux profils néocomiens montrent chacun l'empiètement progressif des séquences de dépôt berriasienne et valanginiennes vers l'Est. Ils montrent également des variations de faciès et d'épaisseur qui s'expliquent par une sédimentation dans un contexte de blocs basculés actifs (différentiel de subsidence) au moment de la subsidence de la marge.

Le Berriasien est marqué par le développement des faciès marno-calcaires noduleux à huîtres qui se déposent en transgression sur les dolomies du Jurassique supérieur. Au Valanginien se développent des prismes côtiers grés-argileux qui passent en position distale vers l'Ouest à des faciès marno-calcaires à ammonites peu épais. A partir du Valanginien terminal (zone à *Callidiscus*) et pendant l'Hauterivien inférieur (zone à *Radiatus*), on constate une grande variabilité des épaisseurs et des faciès (progradation éclair et locale de plages sableuses, installation de faciès coralliens, apparition de faciès turbiditiques locaux), signe sans doute d'une recrudescence du jeu différentiel des blocs de substratum. La fin de l'Hauterivien inférieur (zone à *Loryi*) est plus calme, marquée par la mise en place de petites séquences de progradation/rétrogradation rapide de plages sableuses. L'Hauterivien supérieur est particulier, transgressif sur la transversale d'Agadir, apparemment régressif (série rouge) sur la transversale nord. En réalité, le faciès rouge n'est pas continental mais marin, rougi par altération à la suite de multiples émergences synsédimentaires. L'Hauterivien se termine de la même manière que l'Hauterivien inférieur, par une suite de cycles de progradation/rétrogradation de plages sableuses dans lesquels la ligne de rivage a rapidement fluctué de façon répétitive sur de grandes distances. C'est à ce niveau stratigraphique que le rapport entre faciès marins et faciès rouges pseudo-continentaux est le plus compréhensible. Le Barrémien inférieur est transgressif, principalement marno-calcaire. Au Barrémien supérieur-Bédoulien (Aptien inférieur), se reproduit le même phénomène de progradation/rétrogradation rapide du système sableux côtier sur toute la largeur de la marge.

L'analyse du prisme cénomaniens, fait d'un très grand nombre de petites séquences, montre que les plages ont continué à fluctuer d'amont en aval sur des distances fortes, à peu près au même endroit que les plages néocomiennes. Comme au Néocomien, les faciès à huîtres sont des dépôts d'avant-côte proximale et se raccordent à la base des prismes de plage calcarénitiques et/ou sableuses.

Les données couplées de la biostratigraphie, de la géochimie isotopique et de la sédimentologie de faciès montrent que le passage Cénomaniens-Turonien s'effectue ici en contexte fortement régressif et non transgressif comme dans le bassin intérieur nord-américain.

Les fluctuations rapides de la ligne de rivage se poursuivent jusque dans le Maestrichtien-Paléocène où les dépôts sont fait de l'empilement répétitif de petites séquences d'estrans sableux transgressifs après émergence.

Au plan de la stratigraphie séquentielle, le Crétacé de la marge atlantique marocaine met particulièrement bien en lumière les multiples problèmes que l'on peut rencontrer dans l'application des modèles. La raison principale réside dans la platitude extrême des profils de dépôt qui introduit des distorsions considérables par rapport aux environnements de rampes classiques.

Programme de l'excursion

Samedi 1er septembre : Transferts avion, coucher à Agadir (Village de l'Electricien)

Dimanche 2 septembre : Crétacé inférieur de la transversale d'Agadir, coucher à Agadir

Lundi 3 septembre : Cénomaniens-Turonien de la transversale d'Agadir, coucher à Agadir

Mardi 4 septembre : Journée tourisme, transfert vers Essaouira, coucher à Essaouira.

Mercredi 5 septembre : Crétacé inférieur de la transversale Tafelney-Imi N'Tanoute, coucher à Agadir

Jeudi 6 septembre : Cénomaniens/Turonien et Maestrichtien-Paléocène du Haut-Atlas (Taroudant), coucher à Agadir

Vendredi 7 septembre : Transferts avion

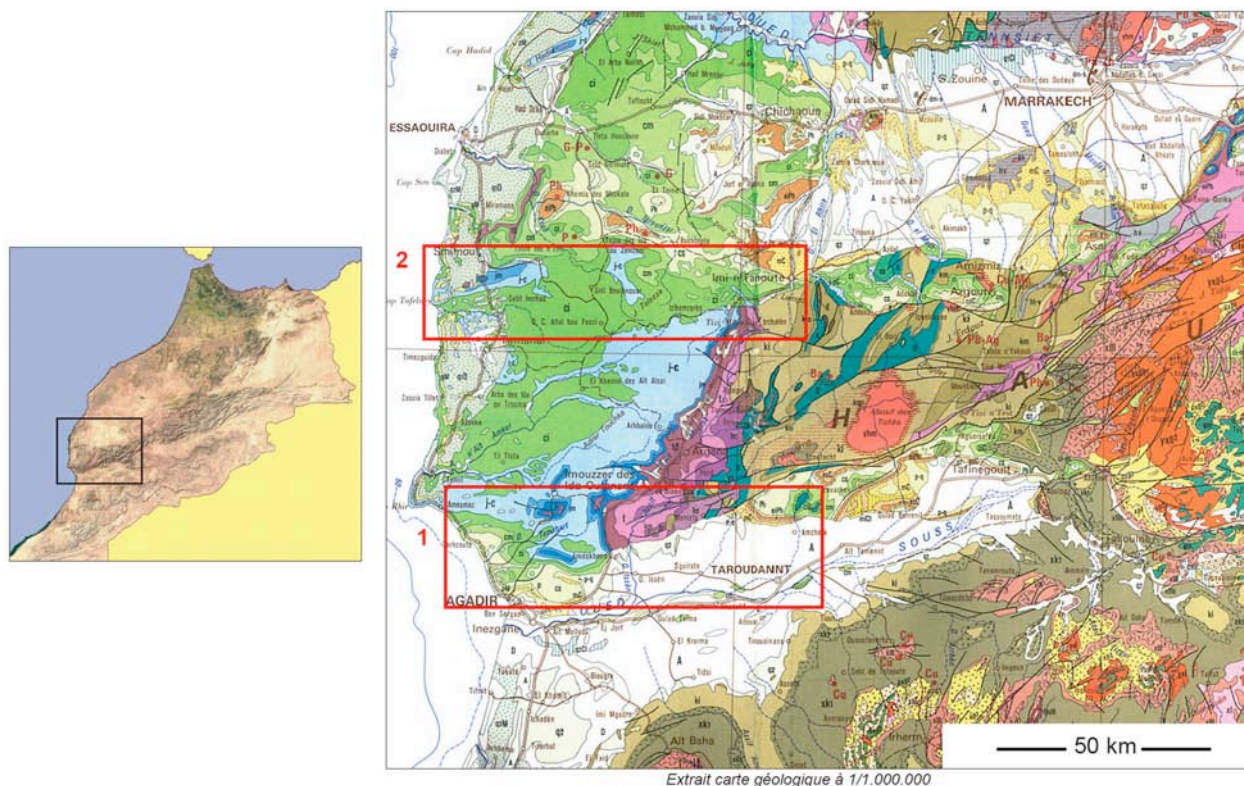






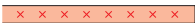


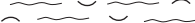













Fig. 1 – Situation des deux transversales étudiées.
(1, transversale sud (Agadir-Taroudant) ; 2, transversale nord (Cap Tafelney-Imi N'Tanoute)

Liste des figures

- Fig. 1 - Situation des deux secteurs étudiés.
- Fig. 2 - Figurés et abréviations utilisés
- Fig. 3 - Répartition stratigraphique des échinides dans l'intervalle Berriasien-Aptien de la marge atlasique atlantique.
- Fig. 4 - Répartition stratigraphique des brachiopodes dans l'intervalle Berriasien-Valanginien inférieur de la marge atlasique atlantique.
- Fig. 5 - Situation des coupes sur la transversale d'Agadir.
- Fig. 6 - Corrélations dans le Crétacé inférieur (Berriasien à Hauterivien) sur la transversale d'Agadir
- Fig. 7 - Situation des coupes sur la transversale Cap Tafelney-Imi N'Tanoute
- Fig. 8 - Corrélation des coupes du Berriasien-Hauterivien inférieur sur la transversale Cap Tafelney-Imi N'Tanoute
- Fig. 9 - Corrélation des coupes de l'Hauterivien supérieur - Barrémien sur la transversale Cap Tafelney-Imi N'Tanoute.
- Fig. 10 - Faciès et séquences de la série rouge de l'Hauterivien supérieur (Fm. Talmest).
- Fig. 11 - Corrélation des coupes du Cénomanién sur la transversale d'Agadir.
- Fig. 12 - Corrélation des coupes du passage C/T sur la transversale d'Agadir. Interprétation séquentielle.
- Fig. 13 - Modèle de stratigraphie séquentielle de Vail et coll. et variante de Hunt & Tucker.
- Fig. 14 - Modèle de stratigraphie génétique.
- Fig. 15 - Variantes au modèle de stratigraphie génétique.
- Fig. 16 - Géométrie des prismes progradants en régime de régression forcée.
- Fig. 17 - Organisation amont-aval des séquences élémentaires dans le Crétacé de la marge atlantique marocaine.
- Fig. 18 - Coupe de Tamzargoute (partie inférieure).
- Fig. 19 - Coupe de Tamzargoute (Barrémien).
- Fig. 20 - Coupe d'Elma
- Fig. 21 - Coupe de Tinfoul
- Fig. 22 - Coupe de Taghazoute-Plage.
- Fig. 23 - Coupe de Taghazoute-Plage. Faciès du Cénomanién supérieur.
- Fig. 24 - Coupe de Taghazoute-Plage. Détail du passage Cénomanién-Turonien.
- Fig. 25 - Géochimie isotopique du passage C/T dans la coupe de Taghazoute-Plage.
- Fig. 26 - Le Cénomanién de Tahanoute.
- Fig. 27 - Coupe d'Askoutti.
- Fig. 28 - Géochimie isotopique du passage C/T dans la coupe d'Askoutti.
- Fig. 29 - Coupe du Djebel Amsitene/Oued Igouzoullen.
- Fig. 30 - L'Hauterivien terminal de Tafadna.
- Fig. 31 - Coupe d'Eddhar.
- Fig. 32 - Coupe d'Assaka.
- Fig. 33 - Coupe d'Aït Bouçag.
- Fig. 34 - Le Crétacé inférieur-Turonien de l'anticlinal de Tamaloukt/Afansou (périclinal sud à Tamaloukt)

- Fig. 35 - Le Crétacé inférieur-Turonien de l'anticlinal de Tamaloukt/Afansou (piste de Tamaloukt à Afansou).
- Fig. 36 - Le Crétacé inférieur-Turonien de l'anticlinal de Tamaloukt/Afansou (périclinal nord à Afansou).
- Fig. 37 - Le passage C/T dans les coupes de Tamaloukt et d'Afansou.
- Fig. 38 - Le passage C/T dans les coupes du Haut-Atlas central.
- Fig. 39 - Géochimie isotopique du passage C/T dans la coupe d'Afansou
- Fig. 40 - Séquences d'estrans transgressifs superposés, à dominance sableuse, dans le Maestrichtien d'Erghita, au nord de Tamaloukt.
- Fig. 41 - Coupe de détail dans les séquences émerives bréchiques dolomitisées de la base du Paléocène à Erghita, au nord de Tamaloukt.

	marnes
	calcaires en petits bancs
	dolomie
	dolomie gréseuse
	grès
	grès graveleux
	calcarénite
	calcaire noduleux
	lumachelle à huîtres
	calcaire noduleux à huîtres
	calcaires noduleux bioclastique (wackestone)
	calcarénite à huîtres
	banc à huîtres
	calcaire à miches
	madréporaires
	gastéropodes
	ammonites
	rides de vagues
	stratification entrecroisée en mamelons (HCS)
	sigmoïdes de houle en accréion latérale
	bioturbations

Stratigraphie séquentielle

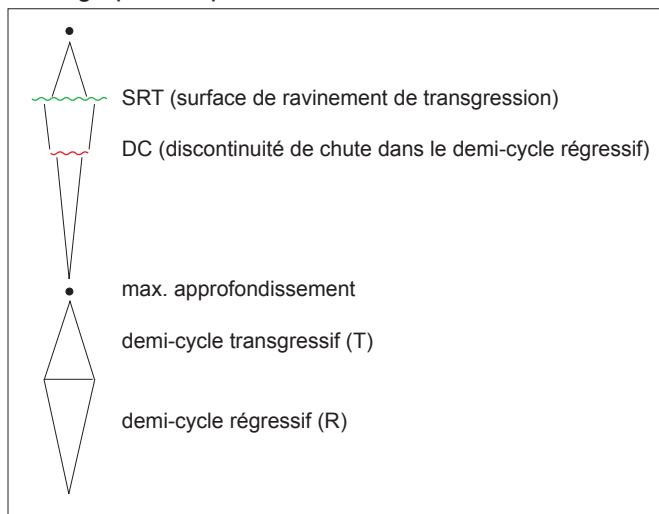


Fig. 2 - Figurés et abréviations utilisés.

1. Introduction.

Les données présentées au cours de cette excursion ont été acquises via un accord-programme entre les universités d'Agadir (Moussa Masrour, chef de projet, Mohamed Aoutem, Brahim Lamyani, Nourrisaïd Içame) et de Lyon (François Atrops, chef de projet, Serge Ferry, Abel Prieur). Les levés de terrain sur le Crétacé inférieur se sont échelonnés entre 2001 et 2004, au cours de 4 missions d'environ 8 à 10 jours chacune. En 2003 et 2004, Danièle Grosheny (Université de Strasbourg) s'est jointe à l'équipe pour l'étude de la crise de la limite Cénomanién-Turonien sur cette marge atlantique. Un étudiant de l'Université d'Agadir, Mohamed Jati, est parti à l'automne 2003 à l'université de Strasbourg où il termine actuellement une thèse de doctorat sur la crise de la limite C/T à l'échelle du Nord de l'Afrique (Maroc, Algérie, Tunisie). Ses résultats sur la transversale W-E d'Agadir sont présentés à l'occasion de cette excursion.

Les séries crétacées de cette marge n'avaient pas encore fait l'objet d'une étude détaillée en termes de sédimentologie de faciès et de stratigraphie séquentielle. Les résultats acquis montrent l'intérêt de ce secteur du pourtour du craton africain pour bâtir une alternative aux modèles de stratigraphie séquentielle existants ou, du moins, en nuancer certains aspects. Le modèle présenté ici, que l'on pourrait appeler *modèle "africain" de stratigraphie séquentielle*, emprunte à la fois aux modèles de stratigraphie génétique et de stratigraphie séquentielle. Il est adapté aux profils sédimentaires très plats du pourtour du craton africain alors que les modèles existants sont plutôt adaptés aux contextes de rampes sédimentaires plus pentées.

2. Biostratigraphie du Néocomien.

Les dépôts de la marge atlantique atlantique sont très fossilifères en raison de la faible profondeur de dépôt qui a perduré pendant tout le Crétacé. Les ammonites sont suffisamment abondantes (Wippich 2003, Ettachfini 2004, Atrops et al. 2002 et travaux en cours) pour avoir permis d'établir la répartition stratigraphique locale de certains groupes, comme les échinides (Fig. 3) et les brachiopodes (Fig. 4), notamment pour le Néocomien s.l.

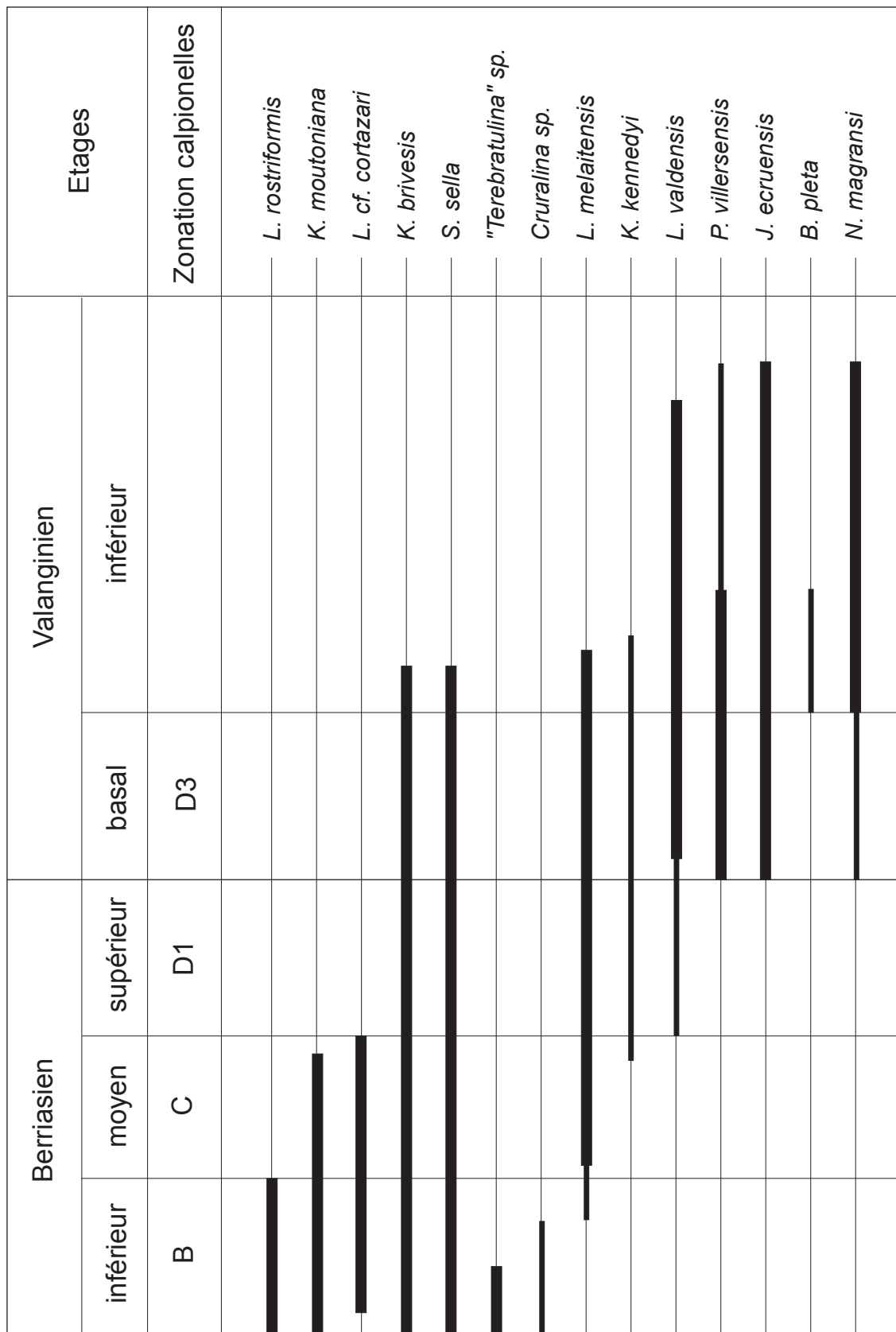


Fig. 4 - Répartition stratigraphiques des brachiopodes dans le Berriasien-Valanginien inférieur.
(d'après Aoutem 1989, modifié)

3. Le Néocomien sur la transversale d'Agadir.

C'est principalement l'intervalle Berriasien-Hauterivien qui a été étudié en détail.

Une dizaine de coupes ont été levées entre la côte actuelle et le secteur de Tinfoul à l'Est (Fig. 5). Plus à l'Est (secteur de Taroudant, anticlinal de Tamaloukt-Afansou) les observations sont restées fragmentaires.

La figure 6 résume les corrélations effectuées à partir de coupes sérieées correctement étalonnées au plan biostratigraphique, grâce aux échelles parallèles réalisées par ailleurs. Les coupes vues pendant l'excursion sont détaillées plus loin.

Sur les dolomies jurassiques, le Berriasien est transgressif (faciès à huîtres) et ne semble guère empiéter au-delà de Tigid, soit assez modestement vers l'Est. Son faciès côtier n'a pas été trouvé.

Le Valanginien inférieur, bien reconnaissable à son système sableux côtier développé empiète davantage vers l'Est. La discontinuité (surface de transgression) de la base de la zone à Verrucosum (base du Valanginien supérieur) est repérée jusqu'à Tigid ; elle est extrapolée, sans arguments biostratigraphiques, dans la coupe d'Askoutti et supposée venir en onlap entre Askoutti et Tinfoul, dans des séries assez profondément affectées par la dolomitisation et donc d'interprétation difficile. La dolomitisation peut en effet affecter des grès et les transformer en dolomies à grain fin, comme on a pu le constater dans des séries d'âges équivalents du Sud-Tunisien (Ouaja et al. 2002, Ouaja 2003). On notera le passage latéral vers le large des faciès marno-calcaires à couches de tempête gréseuses à des faciès marno-calcaires à ammonites d'épaisseur réduite. Il est possible que l'extrême réduction d'épaisseur constatée au niveau de la coupe côtière d'Aghroud soit due au dépôt sur une lèvres de bloc basculé de la marge atlantique. Ce Valanginien inférieur est globalement progradant, d'après la disposition relative des deux séquences de plages situées sous la surface de transgression de la base de la zone à Verrucosum. Ce prisme valanginien inférieur s'amincit dans son ensemble vers l'Est et doit se pincer rapidement dans cette direction comme les précédents. Le faciès devient très dolomitique dans la coupe de Tinfoul.

On notera ensuite l'empiètement accentué vers l'Est du prisme valanginien supérieur par rapport au prisme valanginien inférieur.

Le passage Valanginien-Hauterivien (zone à Trinodosum et surtout zone à Radiatus) sont marquées par l'apparition d'un différentiel de subsidence très accentué (pulsation tectonique ?). Les variations d'épaisseurs et de faciès sont très importantes (surépaississement des marno-calcaires à huîtres de la zone à Trinodosum dans les coupes de Tamzargoute et d'Elma, surépaississement des marnes de la zone à Radiatus sur l'Ouest de la transversale, avec même apparition de turbidites gréseuses (Aouerga), variations d'épaisseurs dans le faciès corallien à la transition entre les zones à Radiatus et Loryi). Ces variations concernent des coupes proches (voir notamment les passages latéraux entre plages sableuses et marno-calcaires au sommet de la zone à Radiatus dans le secteur Tifratine-Aouerga). La zone à Loryi en revanche paraît plus calme, marquée par la progradation plus régulière de plages sableuses d'Est en Ouest, à l'exception de la coupe d'Askoutti où un surépaississement est constaté.

Globalement l'Hauterivien inférieur est davantage transgressif vers l'Est puisque les faciès coralliens dépassent Tinfoul.

La progradation/rétrogradation des plages de la zone à Loryi s'effectue sur des distances supérieures à 40 km, apparemment d'Est en Ouest et vice-versa, sauf pour le faciès de plage du sommet de la zone à Radiatus de Tifratine/Aouerga qui s'appuie vraisemblablement au nord (voir transversale Cap Tafelney-Imi N'Tanoute).

L'hauterivien supérieur est principalement marneux. Il correspond à un approfondissement encore accentué de toute la transversale mais des variations d'épaisseurs sont constatées (série réduite d'Askoutti).

D'une façon générale, la sédimentation du prisme Valangino-Hauterivien s'effectue dans un contexte particulier, probablement de type blocs-basculés sur la marge atlantique, ce qui peut expliquer simplement les fortes variations d'épaisseurs constatées (souvent compensées d'un niveau stratigraphique à l'autre), avec alternance de périodes "calmes" favorables à l'instauration de profils sédimentaires de rampes faiblement pentées, et de périodes "moins calmes" (variations dans la vitesse d'expansion de la dorsale atlantique ?) où apparaissent des différenciations morphologiques sur la marge.

Le prolongement de cette série vers l'Est n'a pu être étudié faute de temps. On verra le dernier jour de l'excursion que cette série globalement se pince dans le secteur de Tamaloukt-Afansou, un peu au Nord de Taroudant, où, sur les dolomies jurassiques, repose directement une série rouge probablement d'âge Hauterivien supérieur comme sur la transversale cap Tafelney-Imi N'Tanoute. Le Barrémien-Aptien inférieur, à faciès marno-calcaires marins, continue, lui, d'empiéter vers l'Est, empiètement progressif qui marque sans doute la subsidence thermique de la marge atlantique dans son ensemble.

Globalement, la figure 6 est une assez belle illustration de ce phénomène d'empiètement sédimentaire progressif lié à une subsidence thermique d'ensemble.

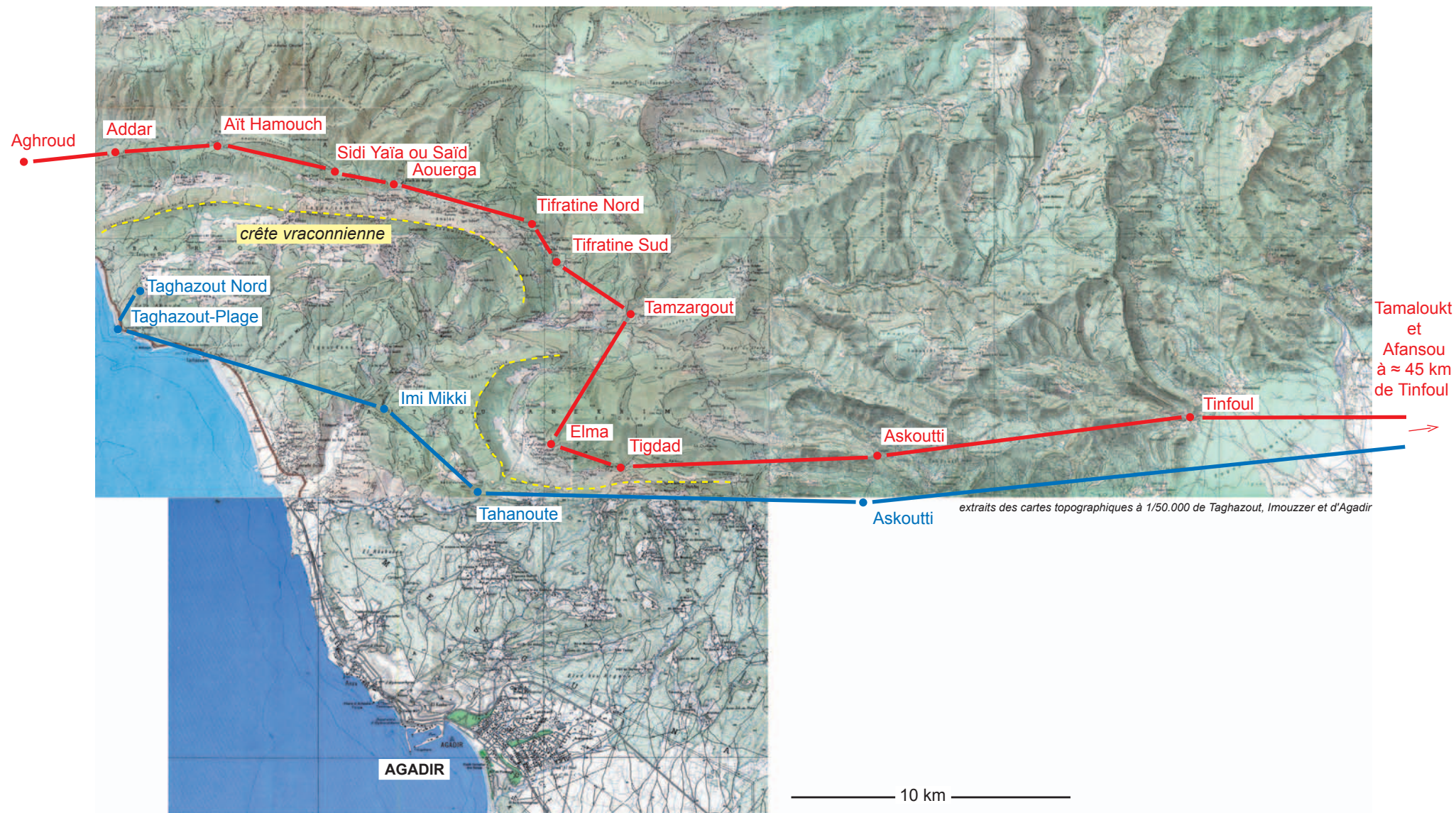


Fig. 5 - Situation des coupes sur la transversale d'Agadir.
(en rouge, coupes du Crétacé inférieur ; en bleu, coupes du Cénomanién-Turonien)

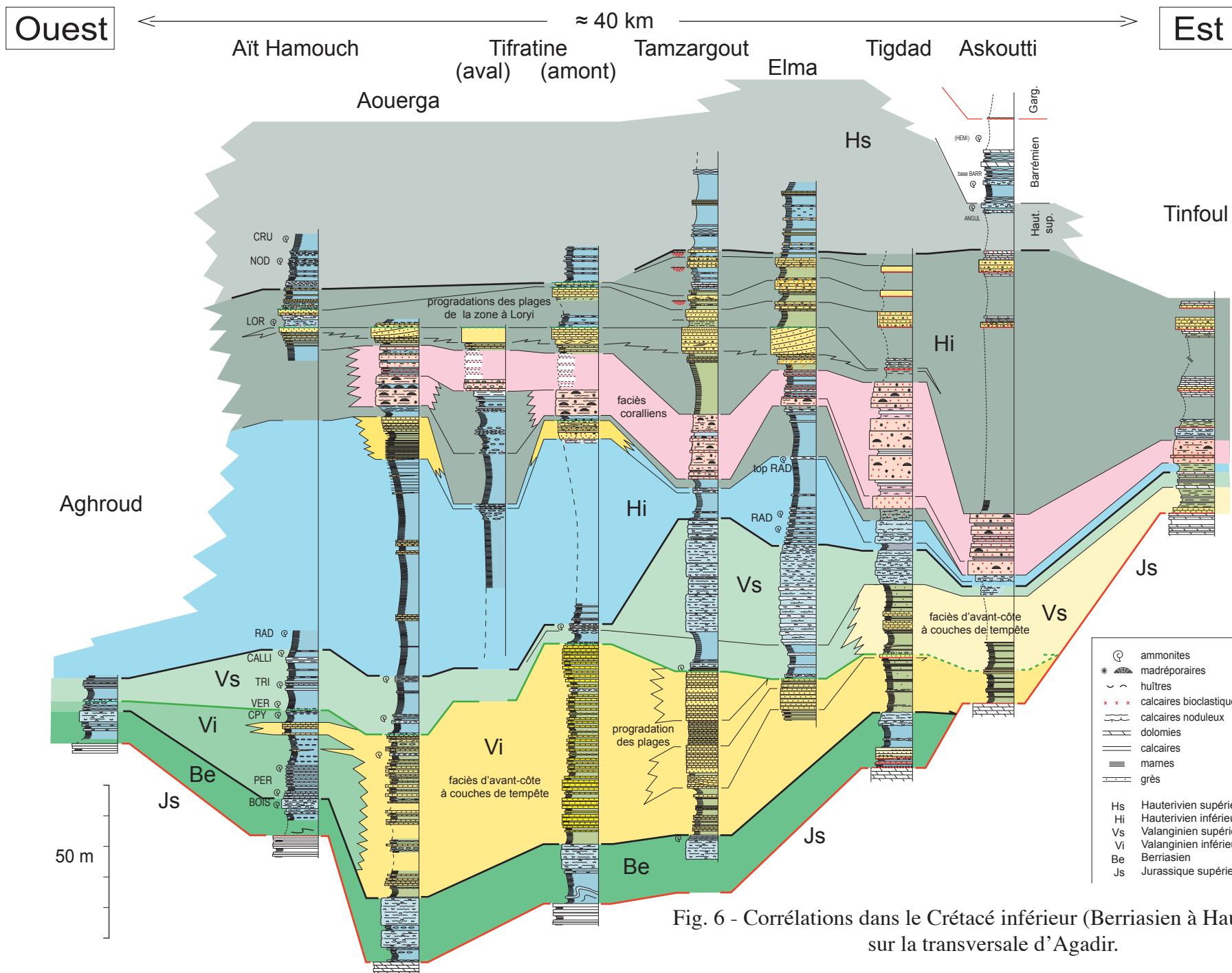


Fig. 6 - Corrélations dans le Crétacé inférieur (Berriasien à Hauterivien) sur la transversale d'Agadir.

4. Le Néocomien sur la transversale Cap Tafelney-Imi N'Tanoute.

Comme pour la transversale sud, des coupes sériees ont été levées sur ce transect (Fig. 7), et corrélées avec le même contrôle biostratigraphique. Cette transversale a été étudiée pour comprendre l'apparente différence qui existe par rapport à la transversale sud au niveau de l'Hauterivien supérieur qui est sous faciès marin au sud et apparemment sous faciès continental au nord (Formation Talmest rouge).

Les coupes de cette transversale sont scindées en deux tranches stratigraphiques, l'une couvrant le Berriasien-Hauterivien inférieur (Fig. 8), l'autre l'Hauterivien supérieur-Barrémien (Fig. 9) et qui s'intéresse particulièrement au faciès rouge.

Intervalle Berriasien-Hauterivien inférieur (Fig. 8)

Comme sur la transversale plus méridionale d'Agadir, les épaisseurs diminuent globalement vers l'Est mais les séries sont plus épaisses et la progradation des plages sableuses du Valanginien ne va pas aussi loin vers l'Ouest. Les coupes ne vont pas non plus assez loin vers l'Est pour voir si le Valanginien supérieur empiète davantage que le Valanginien inférieur. Le profil ne donne ici qu'une image tronquée du prisme sédimentaire dans son ensemble.

Le Berriasien est sous faciès marno-calcaire mince et s'enrichit en huîtres vers l'Est, signe d'une profondeur de dépôt plus faible. Mais les coupes internes (Aït Bouçag) sont de plus en plus dolomitisées et donc mal datées.

Les grès valanginiens ont subi des altérations postérieures qui ont bruni et partiellement dolomitisé le faciès (grès dits "chocolat"). Il faut sans doute voir dans ce phénomène le résultat des émergences qui se sont produites dans l'amont du paysage sédimentaire lors de chaque phase de progradation des plages. Ce phénomène simplifiera encore dans la série rouge surincombante qui sera ici profondément réinterprétée.

Un des traits les plus caractéristique sur cette transversale est l'existence de ces séquences répétitives de progradation/rétrogradation des plages où chaque cycle est d'une épaisseur ridiculement faible pour des distances de déplacement amont-aval de la ligne de rivage dépassant sans doute largement les 100 km. On a rencontré également ce phénomène dans un autre secteur du pourtour du craton africain, en Tunisie du Sud, dans le Callovien supérieur (Ouaja et al 2002, Ouaja 2003). Le résultat pratique sur le terrain est que le faciès de plage du sommet d'une séquence peut avoir une épaisseur de quelques dizaines de centimètres et être confondu purement et simplement avec une banale couche de tempête à lamination planaire de l'offshore. Seules les corrélations de coupes sériees peuvent mettre en évidence ce phénomène particulier, lié sans doute à la très grande platitude du profil de dépôt. Le fait que le faciès de plage de ces petites séquences reposent brutalement sur des argiles d'offshore en principe relativement profondes doit aussi être expliqué (voir § stratigraphie séquentielle).

On ne constate pas ici l'empiètement accentué vers l'Est du prisme valanginien supérieur par rapport au prisme valanginien inférieur, comme sur la transversale d'Agadir. Au contraire, c'est la dernière plage du Valanginien supérieur qui est la plus progradante. C'est, là aussi sans

doute, et encore, le signe d'une différenciation paléogéographique d'origine tectonique locale (subsidence localement hétérogène mais globalement homogène d'une mosaïque de blocs).

Il se passe dans la zone à Radiatus de l'Hauterivien basal le même phénomène que sur la transversale d'Agadir, à savoir l'augmentation très brutale du taux de subsidence.

Le passage Radiatus-Loryi est également marqué par un double phénomène, la régularisation des épaisseurs, signe du rétablissement local d'une rampe faiblement pentée et moins subsidente, et l'apparition d'un faciès organogène caractéristique de la Formation Tamanar. Nos corrélations très fines des multiples séquences de progradation/rétrogradation de plages dans cet intervalle montrent néanmoins que cette Formation Tamanar n'a pas le même âge sur toute la longueur du profil.

L'Hauterivien inférieur calcaire triple environ son épaisseur dans les forages de la plaine côtière d'Essaouira (Aadjour et al 2005). Il y est sous faciès dolomitique et admet des intercalations d'anhydrite. Il forme sans doute une épaisse plate-forme calcaire marginale qui se pince rapidement à l'Est du Djebel Amsitene (coupe d'Eddhar) où nous commençons notre transversale. Les faciès coralliens de notre profil ne sont vraisemblablement que la partie interne, amincie et entrecoupée de faciès de plages régressives gréseuses, de ce prisme calcaire.

On retrouve enfin dans cet intervalle, le même phénomène que dans le Valanginien, mais sans doute encore plus accentué, à savoir la présence de séquences de progradation de plages gréseuses d'épaisseur extrêmement faible mais bien latéralement continues. Etant donné la corrélation obligatoire du premier de ces faciès de plage au sommet de la zone à Radiatus (sommet de la Fm. Tamanar à Ichamraren), les autres pourraient se pincer dans la base du faciès rouge de la Formation Talmest surincombante et qui se développe à l'Est d'Eddhar. Il en résulte que la base de la Fm. Talmest, en principe d'âge hauterivien supérieur, pourrait être encore d'âge hauterivien inférieur.

Intervalle Hauterivien supérieur-Barrémien (Fig. 9)

La question de la signification des couches rouges sera traitée dans le paragraphe suivant.

La formation Talmest est faite de marnes rouges à l'Est, supposées continentales en raison de leur couleur et aussi parce que des remplissages de chenaux gréseux interprétés comme fluviatiles sont connus tout à fait à l'Est (secteur d'Imi N'Tanoute, à partir de Tazought, Fig. 7). Elles sont marines à l'Ouest. Le passage de faciès peut être observé près de Smimou mais la coupe est mauvaise car les couches sont tectonisées, redressées à la verticale. Globalement les épaisseurs se réduisent d'Ouest en Est.

L'intervalle le plus intéressant est le passage Hauterivien-Barrémien car on peut y suivre et interpréter les séquences de dépôt, jusqu'aux couches rouges. Cet intervalle est marqué, comme d'autres intervalles de la série néocomienne sous-jacente, par plusieurs cycles de progradation/rétrogradation des plages sableuses sur profils sédimentaires sans doute extrêmement peu pentés, quasiment plats.

Le faciès est totalement marin dans la coupe côtière de l'Oued Igouzoullen où les prismes gréseux de plage à clinoformes peu pentés bien visibles sont encadrés par des faciès bioclastiques à huîtres plus profonds. Plus à l'amont (Souk Azour), ces faciès organogènes disparaissent. Plus

à l'Est encore les faciès de plage s'intercalent dans les argiles rouges. Le sommet de la formation rouge, tout comme sans doute sa base, est parfaitement hétérochrone, comme le suggèrent nos corrélations de détail. Dans la partie orientale de la transversale, (Assaka, Ichamraren, Aït Bouçag) les plages ont disparu. A la place, on rencontre des dolomies gréseuses bioturbées, à base nette et qui reposent directement sur des argiles rouges. Ces dolomies bioturbées sont interprétées comme transgressives sur un profil d'altération. Dans cette hypothèse, les plages sableuses de l'aval se pincent avant Assaka. On verra comment et pourquoi en raisonnant à très grande échelle (cf. § stratigraphie séquentielle).

Le Barrémien inférieur (combe marneuse) est largement transgressif sur les couches rouges. Le faciès est marno-calcaire noduleux à l'aval du profil (Oued Igouzoullen) plus marneux mais progressivement dolomitisé vers l'Est. Des grès s'intercalent dans le Barrémien supérieur-Bédoulien (Aptien inférieur). En principe, il y a deux barres gréseuses inégalement développées, l'une probablement d'âge barrémien supérieur, l'autre d'âge aptien inférieur. Ces barres gréseuses se développent sur l'aval du profil, comme dans l'intervalle de passage Hauterivien-Barrémien. Plus à l'est, se développe une petite corniche dolomitique qui semble s'épaissir dans les coupes plus internes de l'Atlas (voir secteur de Tamaloukt, dernier jour de l'excursion). Les rapports entre les grès externes et ces dolomies internes n'est pas encore bien compris mais l'analyse de la série rouge et surtout de la transition Hauterivien-Barrémien permet de proposer des pistes.

La comparaison des deux transversales pour l'intervalle hauterivien supérieur fait apparaître des différences en apparence très importantes, d'origine sans doute tectonique : approfondissement au sud, surrection au nord avec les couches rouges jugées continentales. Il faut, on va le voir, nuancer.

Le problème des couches rouges :

Les couches rouges constituaient encore récemment, dans le Haut-Atlas central, un faciès compréhensif couvrant un intervalle stratigraphique supposé important (Bathonien à Barrémien). Des études stratigraphiques récentes basées sur les ostracodes et charophytes ont montré que ce faciès est principalement attribuable à l'Hauterivien supérieur-Barrémien (?) (Haddoumi et al. 2002, Andreu et al. 2003) mais qu'il ravine (ou onlape) les formations antérieures jusqu'au Bathonien (Haddoumi et al 2002, Fig. 1), ce qui explique les attributions stratigraphiques anciennes. Des émissions basaltiques s'y intercalent, qui sont peut-être à rapporter aux déformations tectoniques qui ont induit les différences de comportement à la fin de l'Hauterivien inférieur entre les deux transversales étudiées (surrection au nord, enfoncement au sud).

L'examen du faciès rouge sur toute la transversale montre qu'en réalité il n'est continental qu'en apparence, sauf peut-être au-delà d'Aït Bouçag, vers l'Est.

D'une façon générale, ces couches rouges comportent des intercalations marines signalées par beaucoup. Nous montrons, sur la base d'évidences de faciès et surtout selon un raisonnement de stratigraphie séquentielle, que cette couleur est probablement acquise par altération pédologique continentale de dépôts marins à la suite de multiples émergences synsédimentaires. Sur la plus grande partie du transect, d'ailleurs, la continuité latérale des bancs de dolomies gréseuses qu'on peut y rencontrer est incompatible avec un faciès fluvial, même de plaine

d'inondation distale. Il n'y a rigoureusement aucun chenaux à remplissage gréseux, sauf près d'Imi N'Tanoute, très à l'Est.

La figure 10 montre l'organisation séquentielle ainsi que quelques faciès caractéristiques de ces couches rouges dans la partie médiane de la transversale (BouZemmour, Ichamraren). D'une façon générale, la série est faite de cycles répétitifs (Fig. 10A) débutant par des dolomies gréseuses plus ou moins laminées et bioturbées (Fig. 10C), à base nette, considérées comme un faciès d'estran transgressif. La base de ces bancs montre parfois des réseaux de terriers de type *Thalassinoides* (Fig. 10D), son sommet des bioturbations verticales caractéristique des milieux de plage (Fig. 10E). Ces bioturbations marines sont présentes dès la base de la formation (coupe d'Aït Bouçag, Fig. 9) et sont rencontrées sur toute son épaisseur. Des grès grossiers peuvent remplacer les dolomies gréseuses de base de séquence ; ils sont interprétés comme un faciès de plage transgressive (Fig. 10B), c'est à dire un faciès de déferlement des vagues au lieu d'un faciès moins énergétique d'estran. Ce faciès de base de la séquence peut manquer dans certaines séquences qui sont faites alors de marnes rouges superposées où les séquences sont très difficiles à mettre en évidence.

Le passage des dolomies gréseuses de base aux marnes rouges surincombantes, dans chaque séquence, est toujours progressif (Fig. 10A, C, D) et nous l'interprétons comme un faciès d'approfondissement marin mais dont la couleur a été modifiée par émergence avant le dépôt de la séquence suivante. Un profil d'altération continentale a, pendant ce temps, modifié l'aspect de l'argile qui, de marine, est devenue apparemment continentale. Mais c'est un phénomène de "continentalisation" d'un faciès primaire marin. Le sommet de certaines séquences montre d'ailleurs un faciès de carbonatation pédologique, avec de nombreuses structures verticales interprétées comme des traces de racines (Fig. 10F).

Pour revenir aux séquences de plage de la transition Hauterivien-Barrémien sur cette transversale (Fig. 9), le rapport entre les minces prismes de plages de la partie Ouest et les séries internes de la partie Est peut s'expliquer ainsi : en période de bas niveau marin relatif, on observe la progradation d'un mince prisme de plage sur la partie Ouest. Ce prisme se dépose sur une rampe très faiblement pentée. L'est du profil n'est atteint qu'en période de haut niveau marin relatif où un estran transgressif sur profil d'altération précède le dépôt d'argiles de haut-niveau. Le profil sédimentaire est quasi horizontal. Lors de la régression suivante, cette zone plate émerge de façon à peu près uniforme partout en raison de la platitude de la topographie. Il ne peut se développer de prisme progradant au cours de l'abaissement du niveau marin sur une topographie horizontale. Un nouveau prisme de plage se développe en contrebas, plus à l'Ouest, lorsque le profil sédimentaire admet une certaine pente. Et ainsi de suite. Par extrapolation, nous interprétons la série rouge sous-jacente de la même manière mais les prismes de plage de bas niveau sont d'épaisseur encore plus réduite dans le secteur ouest de la transversale. des travaux de terrain supplémentaires seraient nécessaires pour vérifier cette interprétation faite après les premières observations de terrain, notamment dans le secteur de transition de Smimou. Le fait que des prismes de plage puissent avoir des épaisseurs ridiculement faibles dans ce contexte de marge ne doit plus paraître redhibitoire, compte-tenu de ce qui est maintenant à peu près évident à d'autres niveaux stratigraphiques sur cette marge.

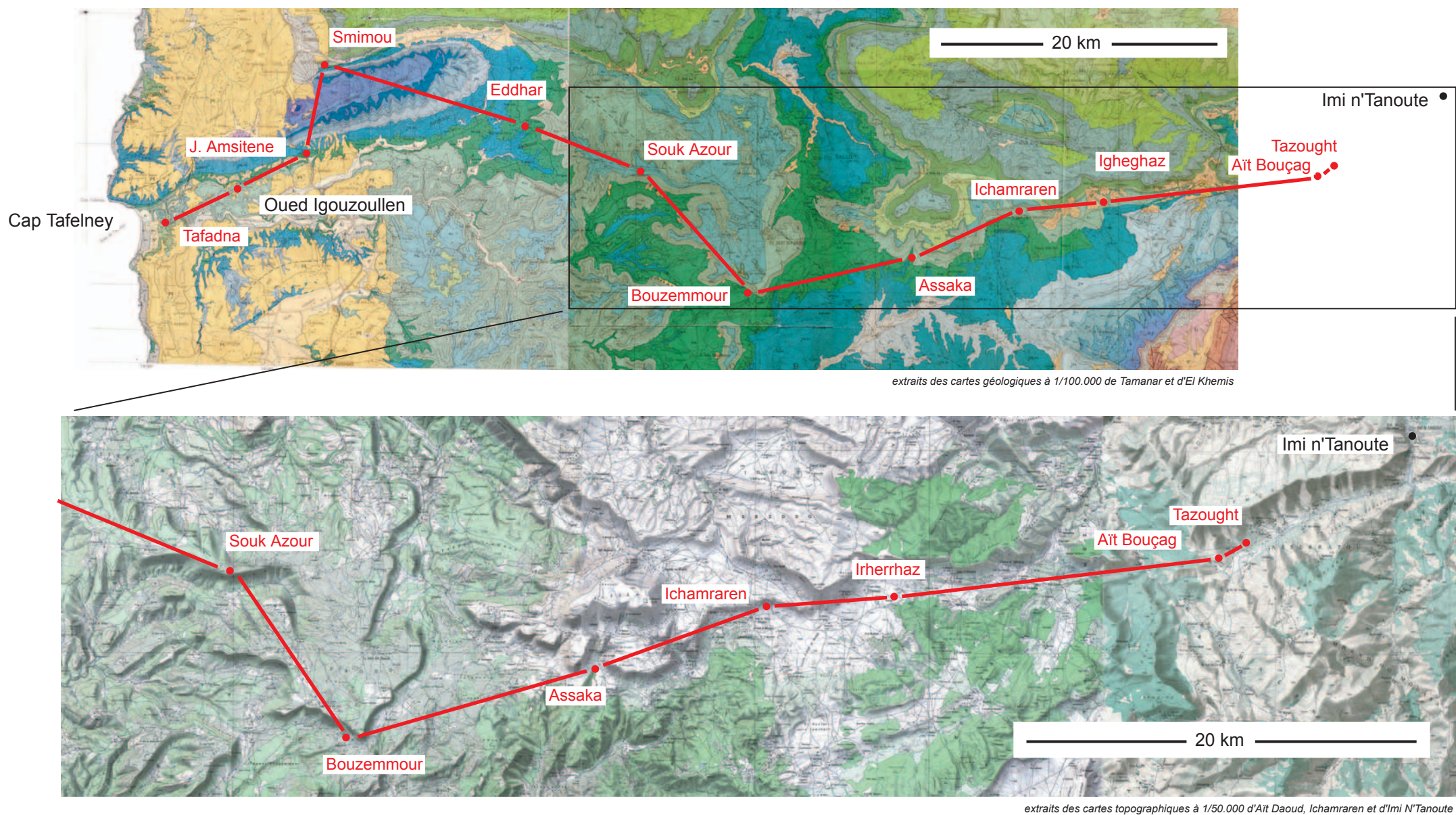


Fig. 7 - Situation des coupes sur la transversale Cap Tafelney-Imi N'Tanoute.
(en rouge, coupes du Crétacé inférieur)

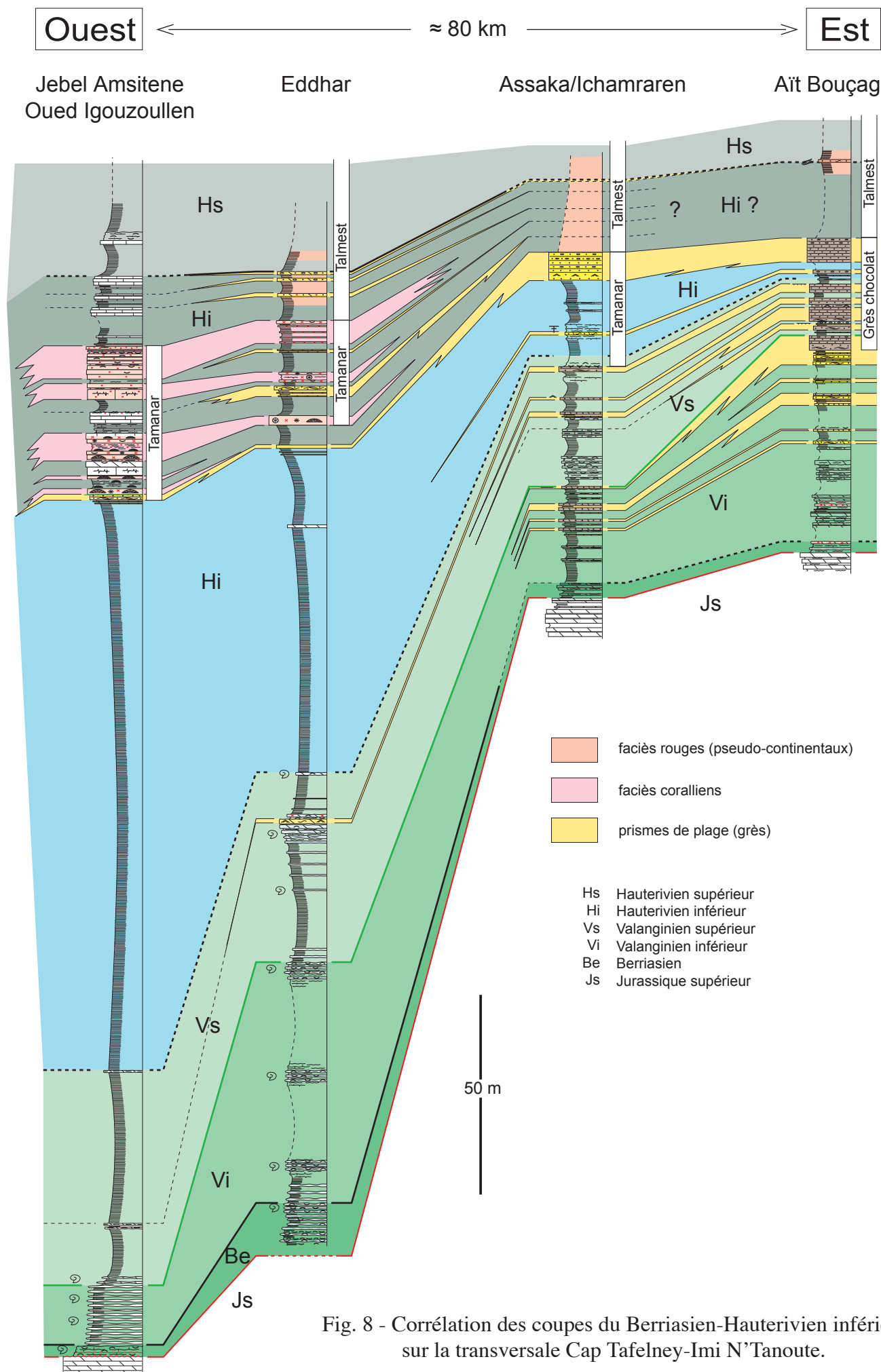


Fig. 8 - Corrélation des coupes du Berriasien-Hauterivien inférieur sur la transversale Cap Tafelney-Imi N'Tanoute.

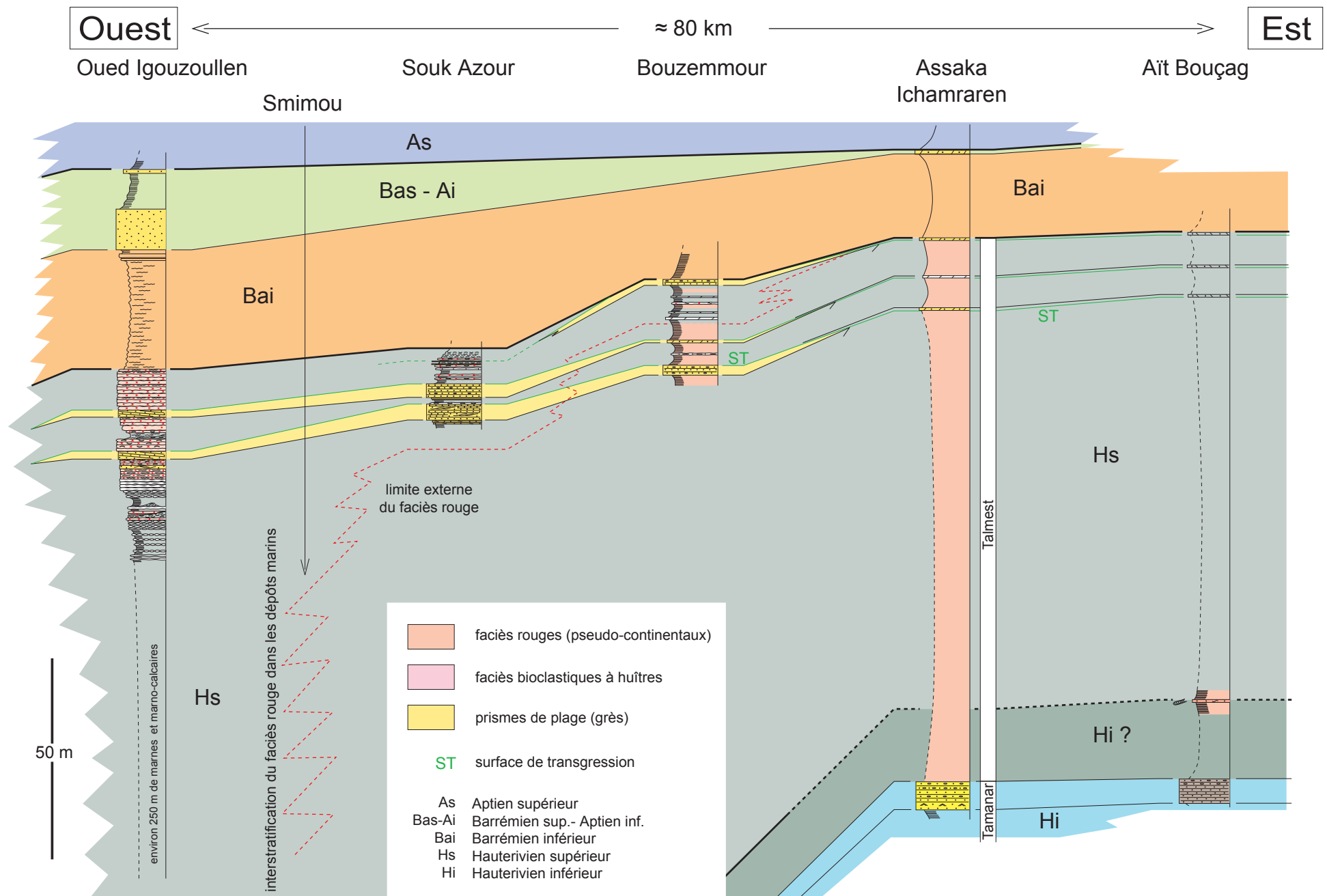
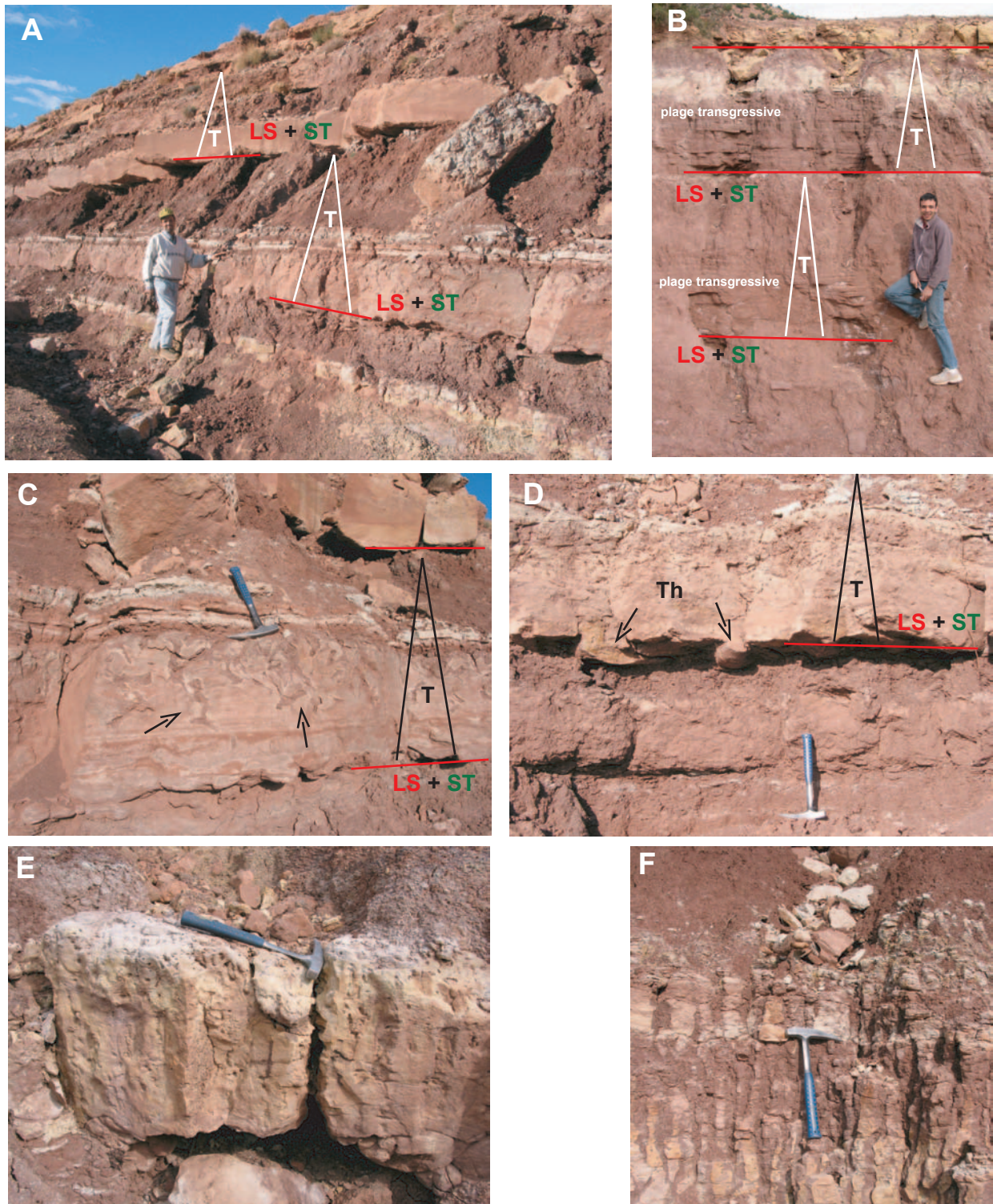


Fig. 9 - Corrélation des coupes de l'Hauterivien supérieur - Barrémien sur la transversale Cap Tafelney-Imi N'Tanoute.



A, Demi-cycles transgressifs (T) empilés, coupe d'Ichararen (les limites de séquence (émersion) et les surfaces de transgression sont confondues) . **B**, Faciès de plage en base de séquence, coupe de BouZemmour. **C**, Terriers (flèches) dans un faciès d'estran transgressif, coupe d'Ichararen. **D**, Réseau de Thalassinoïdes (Th), coupe d'Ichararen. **E**, Bioturbations dans un faciès d'estran, coupe de BouZemmour. **F**, Réseau racinaire (?), coupe de BouZemmour.

Fig. 10 - Faciès et séquences de la série rouge de l'Hauterivien supérieur (Fm. Talmest).

5. Le Cénomanién-Turonien sur la transversale d'Agadir.

Des coupes complètes du Cénomanién ont été réalisées sur la transversale d'Agadir afin de bien comprendre le contexte sédimentaire et séquentiel de la crise de la limite Cénomanién-Turonien (C/T) lorsque celle-ci a été reprise dans le cadre de la thèse de M. Jati.

La figure 11 illustre les variations de faciès et d'épaisseur du Cénomanién sur plus de 80 km d'Ouest en Est. Le passage C/T est détaillé plus loin.

Au-dessus de la "barre vraconnienne" qui constitue le passage Albien-Cénomanién, se développe une combe principalement marneuse, épaisse de plusieurs centaines de mètres dans les coupes de la côte actuelle (non représentée sur la figure 11). Viennent ensuite, sur des épaisseurs également fortes à l'Ouest, une suite de séquences répétitives de progradation-rétrogradation de plages calcarénitiques ou mixtes (grésocalcarénitiques) au faciès laminé plan caractéristique, où les faciès les plus profonds sont des marno-calcaires plus ou moins riches en huîtres. Les faciès de plage au sens strict se développent sur une bande de 30 à 40 km de large, et ne dépassent pas le secteur d'Imi Mikki à l'Ouest. Elles n'atteignent pas la côte actuelle (coupe de Taghazoute) où les faciès les moins profonds sont des lumachelles à grosses huîtres développées dans l'avant-plage proximale. Ces faciès de plage sont inconnus dans les coupes orientales du secteur de Tamaloukt-Afansou (Taroudant). On n'y trouve qu'un Cénomanién d'épaisseur réduite, formés de petites séquences à dominante calcaire, aux faciès internes, voire émergifs. Ces séquences particulières de l'amont du profil ont le même rapport avec les faciès de plage de la zone moyenne du transect que les faciès rouges de l'Hauterivién supérieur par rapport aux prismes de plages de la partie ouest du profil. C'est dire la permanence des conditions de sédimentation sur cette marge. Les séquences cénomaniennes de la partie centrale du profil sont simplement un peu plus épaisses, en raison d'une subsidence accrue.

Les variations d'épaisseur constatées entre Tahanoute et Askoutti montrent qu'un différentiel de subsidence continue à fonctionner de temps en temps sur cette transversale probablement en liaison avec le jeu sédimentaire de certaines failles du substratum qui ont induit des flexurations dans la partie supérieure de la pile sédimentaire.

La figure 12 résume les corrélations effectuées sur cette transversale au passage C/T, en combinant analyse des faciès de dépôt, géochimie et biostratigraphie (foraminifères planctoniques). Le détail de coupes sera vu au cours de la deuxième journée de l'excursion.

La coupe la plus occidentale est celle de Taghazoute, sur la côte actuelle. Le Cénomanién supérieur est fait d'un grand nombre de séquences transgressives sur discontinuités de chute du niveau marin relatif. Des lumachelles à huîtres d'avant-plage reposent directement sur ces discontinuités de chute habituellement sans émergence. Des marno-calcaires à miches et/ou des marnes franches représentent les hauts-niveaux marins de ces séquences. Deux surfaces d'émergence sont présentes dans cette coupe (notées RF1 et RF2, RF pour "régression forcée"). La seconde est quasi-confondue avec une surface de transgression (SRT), la surface de transgression sur laquelle se déposent les black shales présents uniquement dans la coupe de Taghazoute. La courbe du $\delta^{13}C$ met en évidence une excursion positive d'intensité limitée mais conforme en valeur à ce qui est connu dans les coupes de l'Atlas saharien et de Tunisie du Sud (M. Jati, thèse

en cours). Les données des foraminifères planctoniques (extinction locale des rotalipores et apparition des première *H. helvetica*) donnent un intervalle assez grand pour le passage C/T, intervalle qui est réduit par l'étude géochimique. La courbe montre en effet que l'anomalie est présente dans les derniers faciès marno-calcaires à huîtres et que, conformément à ce qui est connu dans les coupes de référence mondiales, le passage C/T devrait se situer dans la fin de cette anomalie, c'est à dire avant la fin du faciès à huîtres. Les black shales de la coupe de Taghazoute sont manifestement transgressifs et probablement turoniens dès leur base. Le faciès black shale est connu dans la coupe de Tarfaya plus au sud pour débiter dès la base de l'anomalie en ^{13}C . Ces black shales sont de type atlantique profond. Au même moment, plus haut sur la marge (coupe de Taghazoute), le faciès marno-calcaire à huîtres continue à se déposer. Le passage C/T est donc marqué sur la transversale d'Agadir par une suite de régressions forcées qui précède le dépôt de black shales tardifs et transgressifs. Ceux-ci se pincent rapidement vers l'Est où ils sont remplacés (coupe d'Askoutti), en passage latéral de faciès, par des calcaires fins laminés à silex.

Dans la coupe d'Askoutti, il n'y a pas trace d'une quelconque anomalie en ^{13}C , ce qui s'explique par l'existence d'une lacune stratigraphique par émergence. Il en est de même à Tamaloukt et Afansou plus à l'Est, où s'amorcent les deux phases de progradation (Tu1 et Tu2) de la plate-forme turonienne.

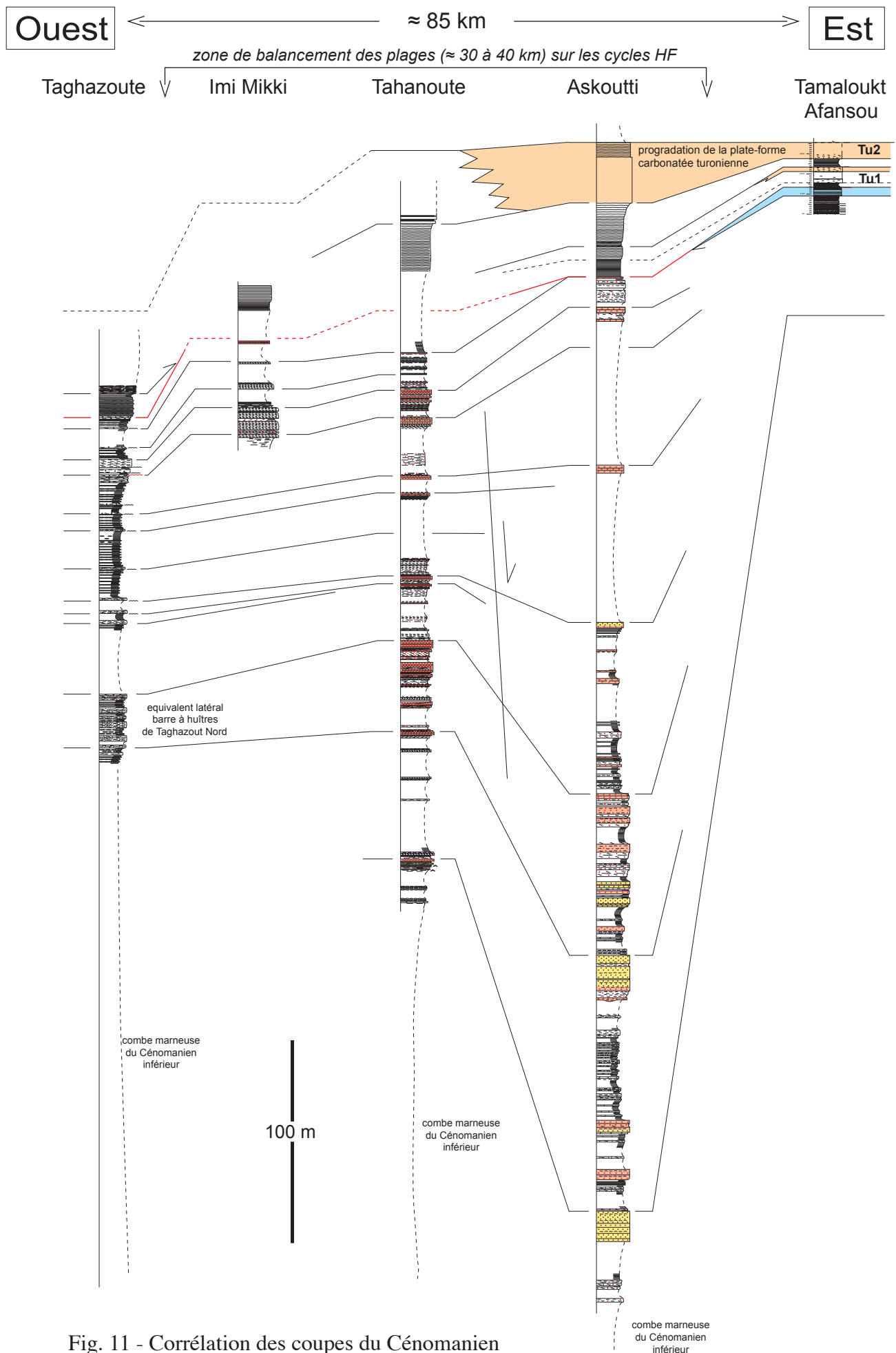


Fig. 11 - Corrélation des coupes du Cénomanien sur la transversale d'Agadir.

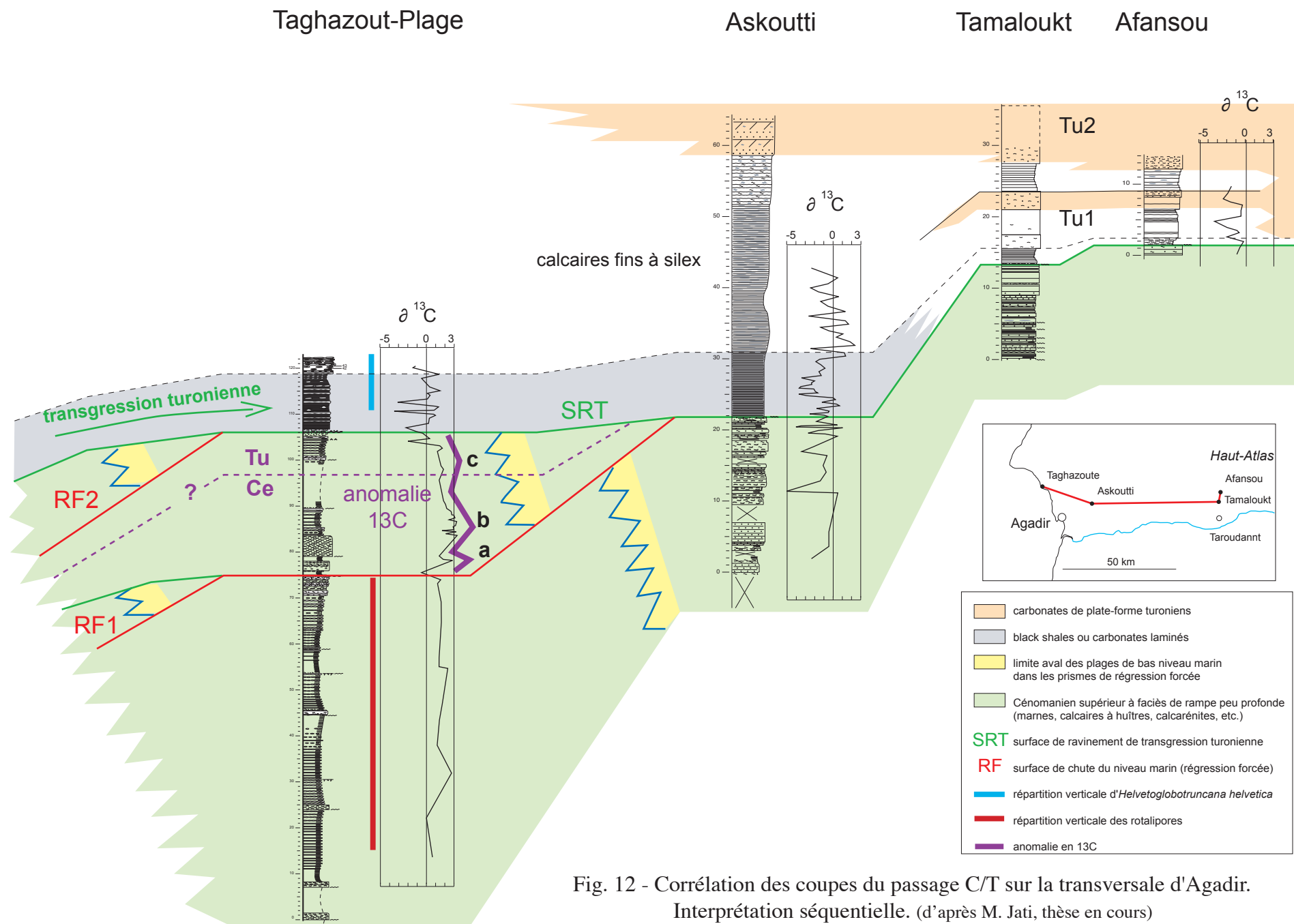


Fig. 12 - Corrélation des coupes du passage C/T sur la transversale d'Agadir.
Interprétation séquentielle. (d'après M. Jati, thèse en cours)

6. Stratigraphie séquentielle.

Quelques rappels sur les modèles :

Plusieurs modèles de stratigraphie séquentielle ont été élaborés au cours des années 70-80. Les concepts novateurs apparaissent dans le modèle de Vail et coll., appelé ci-après modèle de stratigraphie séquentielle pour le différencier d'autres. D'autres modèles ont vu le jour, que l'on peut regrouper sous le nom de stratigraphie génétique, avec notamment T. Cross et W. Galloway. Ces deux catégories de modèles s'opposent sur plusieurs points qu'il est bon de rappeler rapidement avant de voir comment les données de terrain de la marge atlantique marocaine peuvent s'y rattacher.

La notion de régression forcée, conséquence de la baisse du niveau de base dans son sens le plus large, est centrale dans le modèle de stratigraphie séquentielle (Vail et al. 1987, 1991, Posamentier & Vail 1988, Posamentier et al. 1988, Posamentier & Morris 1992, Posamentier et al. 2000,...). Elle est escamotée dans le modèle de stratigraphie génétique. La limite de séquence dans le modèle de stratigraphie séquentielle est une surface stratigraphique qui témoigne de la chute du niveau de base. Dans le modèle de stratigraphie génétique, fondé principalement sur l'empilement ordonné de cycles R/T, la surface de référence est différente. C'est la surface qui traduit l'inversion de tendance entre le demi-cycle R et le demi-cycle T. Souvent elle coïncide avec une surface de ravinement de transgression, sauf dans les cycles de l'offshore où cette surface n'apparaît évidemment pas en tant que surface de ravinement.

a) Modèle de stratigraphie séquentielle de Vail et coll. :

La figure 13 (A1 et A2) illustre le cas d'une discontinuité de type I dans le modèle de stratigraphie séquentielle, où la chute eustatique n'est pas compensée par le taux de subsidence et où il y a donc perte nette d'espace disponible. Il n'y a plus de dépôt au maximum de vitesse de chute du niveau marin mais érosion. La chute est représentée par une simple surface stratigraphique qui sépare la progradation de haut niveau (A1) de celle de bas niveau (A2).

Le cycle de 3^o ordre est constitué de cycles à plus haute fréquence, nommés paraséquences. Une paraséquence ne peut être qu'un cycle R/T où la surface stratigraphique remarquable est une surface de transgression qui sépare le demi-cycle régressif du demi-cycle transgressif. Ces paraséquences traduisent donc le fait, conforme à de nombreuses observations de terrain, que les séquences de dépôt sont constituées de cycles plus courts mais ceux-ci ne peuvent être limités par une surface de chute, sinon leur statut changerait et ils deviendraient des séquences à part entière, par définition même.

Un autre aspect important du modèle est que le déplacement vers le large de la ligne de rivage (ou plutôt de la "bayline", si on travaille en termes de faciès de dépôt) entraîne en quelque sorte le déplacement vers l'aval du profil d'équilibre fluvial. Il en résulte que l'aggradation fluviale accompagne le début de la régression eustatique. C'est un paradoxe conceptuel important dans ce modèle. Les faciès fluviaux à la fois aggradent et "transgressent" vers l'amont au début de la régression.

Un aspect critiqué de ce modèle est l'absence totale de dépôt au moment du maximum de vitesse de la chute eustatique (érosion seule). Un correctif a été apporté par Hunt & Tucker (1992) (Fig. 13B), avec la notion de "stranded parasequences" déposées sur la pente au moment de la descente du niveau marin relatif. Ce concept est très important, on le verra plus loin dans le cas des séquences marocaines.

b) Modèles de stratigraphie génétique :

L'initiateur est T. Cross (1988). Des variantes ont vu le jour (Galloway 1989). Ce modèle a été adopté par de nombreux géologues, notamment P. Homewood (Homewood et al. 1992) alors au sein de la société Elf (cf. glossaire de stratigraphie séquentielle, document interne Elf). Les figures 14 A et B, tirées de ce glossaire interne, illustrent ce modèle de stratigraphie génétique. La séquence génétique, module stratigraphique élémentaire de ce modèle, est bâtie sur le principe suivant : au cours du demi-cycle régressif (progradation du système côtier), l'espace d'accommodation est nul à l'amont (surface de non dépôt). C'est à l'invasion de tendance R \rightarrow T que se développe la surface de ravinement de transgression (SRT). Pendant la transgression l'accommodation est censée devenir maximale en domaine interne (Fig. 14B). C'est à ce moment que se développent les dépôts deltaïques et leurs équivalents latéraux purement fluviaux. Ce modèle est donc, de ce point de vue particulier, fondé sur un concept totalement opposé à celui de la stratigraphie séquentielle. Pourquoi ? Tout simplement parce qu'il a été élaboré dans le bassin intérieur nord-américain qui est un bassin flexural d'avant-chaine où le locus de la subsidence maximale est exactement à l'inverse de ce qui se passe sur une marge passive où la subsidence est au contraire maximale sur la marge externe et non vers l'intérieur des terres.

Dans ce modèle, la séquence génétique est conceptuellement plus riche que la parasequence du modèle de Vail et coll. car elle tente d'organiser la distribution de tous les faciès et des volumes sédimentaires au cours du plus petit cycle de variation du niveau de base.

Ces séquences génétiques sont ensuite censées s'empiler selon des tendances R et T à plus long terme (Fig. 14C). Mais on voit que dans ce modèle la notion de régression forcée, centrale dans le modèle de stratigraphie séquentielle, est escamotée, contrairement à ce que l'on constate dans la plupart des prismes sédimentaires de marge.

Certains défauts du modèle de Cross ont été corrigés, notamment par Galloway (1989) et Guillocheau (1991, 1995).

Dans le modèle de Galloway, qui est fondamentalement un modèle de stratigraphie génétique, il est admis que les faciès deltaïques puissent prograder en régression (Fig. 15A1 et A2), comme dans le modèle de stratigraphie séquentielle. Mais ceci se produirait principalement au cours des tendances R d'ordre supérieur (Fig. 15A3). Au cours des tendances T d'ordre supérieur, les demi-cycles R des séquences génétiques seraient modifiés avec la dominance des faciès lagunaires à estuariens au lieu des faciès deltaïques progradants. La notion de discontinuité de chute, comme surface stratigraphique remarquable, est étrangère au modèle de stratigraphie génétique. Guillocheau fait justement remarquer que la superposition de signaux eustatiques de fréquence et de longueur d'onde différentes, si tant est que ceux-ci existent réellement, doit provoquer l'existence d'une discontinuité de chute au sein de la séquence génétique et que l'importance de cette discontinuité de chute doit être modulée sur les tendances R et T à long terme (Fig. 15B). Nous reprendrons cette notion importante (existence de discontinuités de chute dans les demi-cycles régressifs) dans le cas des séquences de la marge marocaine pour la développer autrement.

Cas de la marge marocaine :

Un des traits les plus remarquables mis en évidence par les transects effectués aussi bien dans le Crétacé inférieur que dans le Cénomanien est la très faible épaisseur des prismes côtiers progradants/rétrogradants (cycles R/T, régression/transgression) au cours desquels la ligne de rivage a fluctué d'amont en aval et réciproquement sur probablement une centaine de kilomètres, c'est à dire à travers tout le segment de la marge aujourd'hui à l'affleurement.

On le constate aussi bien dans le Valanginien de la transversale nord (séquences de plage des "grès chocolat"), à la fin de l'Hauterivien inférieur, également à la fin de l'Hauterivien supérieur sur les deux transversales, au Barrémien, et enfin dans le Cénomanien de la transversale sud.

Le faciès de plage à lamination planaire qui termine chaque séquence progradante est en général d'épaisseur inférieure au mètre ; il repose presque toujours brutalement sur les argiles de l'offshore ou les argiles à couches de tempête de l'avant-côte. Cette disposition indique que la progradation ne s'est pas effectuée à niveau marin relatif constant, ou, à la rigueur, lentement descendant, mais bien par l'intermédiaire d'une véritable discontinuité de chute au sein du demi-cycle régressif R (régression dite "forcée"). En effet, la progradation à niveau marin relatif (NMR) constant d'un prisme détritique côtier doit produire des clinofformes de progradation à géométrie oblique tangentielle, tout comme, à bien plus petite échelle, les lamines de progradation d'une mégaride de courant. Si au contraire la progradation ne s'effectue pas à niveau marin relatif constant mais descendant par étapes, la progradation s'effectue par emboîtement de prismes successifs de progradation (Fig. 16A et B). L'exagération du phénomène est illustrée sur la figure 16D.

L'originalité du prisme sédimentaire marocain est de suggérer que les demi-cycles R (partie progradante) des séquences élémentaires (= paraséquences du modèle de stratigraphie séquentielle ou séquences génétiques du modèle de stratigraphie génétique) sont systématiquement formés par un offlap aplati de très nombreux prismes très minces déposés chacun sur une surface de chute du NMR. La platitude du profil sédimentaire empêche de voir les emboîtements successifs que l'on pourrait sans doute observer sur un profil de rampe plus pentée. Ces prismes de plage très minces se déposent en fait latéralement (Fig. 16D). L'action combinée de la faible tranche d'eau et de la platitude du profil de dépôt fait que presque systématiquement le faciès de plage (d'ailleurs très mince) de la "paraséquence", s'installe brutalement sur les argiles de l'offshore. C'est ce qu'il faut retenir d'important : au plan pratique, on observe sur le terrain une interstratification d'argiles et de grès en bancs assez minces où ces grès sont très souvent des plages et non des couches de tempête déposées à plus grande profondeur.

On se retrouve donc en face de paradoxes apparents où ce qui apparaîtrait comme une "paraséquence" dans la série observée est en fait constitué d'un ensemble de petits prismes qui pourraient mériter chacun l'appellation de "stranded parasequences". D'autre part, le fait que la progradation de chacune de ces "paraséquences" ou "séquences génétiques", comme on voudra, s'effectue systématiquement en régime de régression forcée par étapes n'est pas non plus très "canonique" si on se réfère aux principes défendus par chacun des modèles existants de stratigraphie séquentielle.

Un deuxième point mérite d'être souligné. Il correspond aux observations faites dans la série rouge hauterivienne de la transversale nord ainsi que dans le Cénomanien de la transversale sud. Dans chacun des cas, on remarque que les faciès de plage, compte non tenu des problèmes

évoqués dans le paragraphe précédent, se développent sur une bande d'environ 40 à 50 km de large entre la côte actuelle et les contreforts du Haut-Atlas. C'est particulièrement net dans le sommet de l'Hauterivien inférieur et le sommet de l'Hauterivien supérieur sur la transversale nord (Figs. 8 et 9). Les argiles rouges ne sont pas continentales mais marines en raison de la très grande continuité latérale des bancs de grès intercalés, ainsi qu'en raison des figures de bioturbation présentes. Il s'agit de marnes d'inondation marine, rougies secondairement par émergence (profil d'altération). Le scénario explicatif imaginé pour rendre compte de la géométrie à grande échelle ("architecture stratigraphique") du système de dépôt, élaboré principalement dans la série rouge hauterivienne (cf ante) est le suivant, on le rappelle :

- au moment de l'inondation marine maximale, des argiles ou marnes (sans doute verdâtres) se déposent jusque dans l'Atlas, voire même au-delà vers la cuvette saharienne.
- Lorsque le niveau marin relatif baisse, l'extrême platitude du profil de dépôt empêche la constitution de prismes progradants ; les argiles de haut niveau marin se retrouvent soudainement exposées sur de vastes distances par fragmentation du plan d'eau.
- les plages ne commencent à se manifester que sur la pente (très faible) de raccordement) la marge. Ces plages se déposent, comme expliqué plus haut, en régime de régression forcée par étapes sur ce profil très peu penté, avec les caractéristiques que l'on a vues plus tôt. En fin de régression, la dernière plage passe vers le large à des faciès bioturbés souvent à huîtres
- lors de la transgression ultérieure, se développe une surface de ravinement (base d'action des vagues de tempête) qui ravine plus ou moins le maigre prisme régressif précédemment déposé.
- lorsque la plate-forme saharienne est à nouveau atteinte par la mer, la platitude du profil de dépôt fait que d'immenses territoires sont brutalement noyés, sans plus de trace d'une quelconque surface de ravinement de transgression ou alors très ténue.

Le résultat final est qu'en position interne, s'empilent des marnes de haut niveau marin séparées par des surfaces d'émergence, sans trace de prismes progradants. Ce n'est que lorsque la pente du système augmente vers la marge que peuvent se développer lors du demi-cycle régressif, ces séquences de plage très minces et particulières faites par l'offlap latéral de prismes très minces (cf Fig 16D). Si les conditions l'autorisent, la marmorisation des dépôts marins internes exondés à chaque régression peut intervenir et donner une apparence "continentale" aux dépôts marins.

Le modèle élaboré pour rendre compte des observations et des interprétations que celles-ci suggèrent est illustré sur la figure 17. C'est un modèle adapté aux environnements de dépôt d'une platitude extrême, propres à la bordure du craton africain. On pourrait qualifier ce modèle de **modèle "africain" de stratigraphie séquentielle**.

Globalement, on voit que chaque "paraséquence" observée sur le terrain est en fait une séquence de dépôt à part entière car le segment de faciès de plage de 40 à 50 km de large a globalement valeur de prisme de bas niveau par rapport à la surface d'émergence située plus en amont sur les argiles de haut niveau exposées. En outre, ce prisme de bas niveau doit être décrit comme constitué d'une succession de "stranded parasequences", ce qui ne correspond à aucun modèle. Ces séquences de dépôt très minces s'empilent ensuite selon des tendances plutôt progradantes, aggradantes ou rétrogradantes, comme on le conçoit dans le modèle de stratigraphie génétique.

L'amont du paysage (la plate-forme africaine) n'est atteint que lors des hauts niveaux . On voit donc qu'un partitionnement géographique s'établit dans la préservation des demi-cycles R et T, R à l'aval, T à l'amont (Fig. 17A).

Il reste un point particulier qui n'a pas trouvé de réponse sur la marge marocaine. Quid des faciès fluviaux vrais ? Dans le modèle de stratigraphie séquentielle, ils sont supposés conceptuellement se mettre en place au moment du déplacement de la ligne de rivage vers la mer, en début de régression eustatique. Dans le modèle de stratigraphie génétique, on considère au contraire que l'accommodation ne peut redevenir positive à l'amont qu'au moment de la transgression. C'est donc à ce moment que les plaines deltaïques à dominance fluviale sont censées aggrader. Les deux modèles sont, on l'a vu plus haut, complètement antagonistes de ce point de vue.

Il n'y a malheureusement pas de faciès fluviaux vrais dans les dépôts de la marge marocaine, de sorte qu'il n'est pas possible de répondre à la question. Si le temps le permet, on essaiera néanmoins d'examiner de plus près la série rouge hauterivienne à l'Est d'Ichamraren et d'Aït Bouçag, en direction d'Imi N'Tanoute car il est possible que des chenaux gréseux fluviaux existent dans cette série rouge d'après les observations malheureusement incomplètes réalisées il y a quelques années dans ce secteur. Au moment où ces observations ont été faites, l'organisation générale du prisme sédimentaire n'était pas encore comprise. Si c'est le cas, il est possible que ces minces prismes fluviaux se mettent en place au début de chaque régression, conformément aux concepts de Vail, Posamentier et coll. (Fig; 17B).

On voit donc que le modèle "africain" proposé emprunte à la fois à tous les modèles existants mais ne peut réellement être rangé dans aucune catégorie existante. C'est fondamentalement un modèle de stratigraphie génétique car il considère que la séquence élémentaire est la "brique stratigraphique" de base qui sera modulée sur des tendances R et T à plus grande longueur d'onde. Mais l'organisation interne (faciès et volumes) de ce cycle se rapproche plutôt du cycle stratigraphique de 3^e ordre de Vail et coll., en quelque sorte distordu, aplati, "étiré" de façon extrême sur toute la largeur de la marge.

On voit aussi que, selon la portion du transect où sont faites les observations de terrain, les interprétations séquentielles pourront être très différentes.

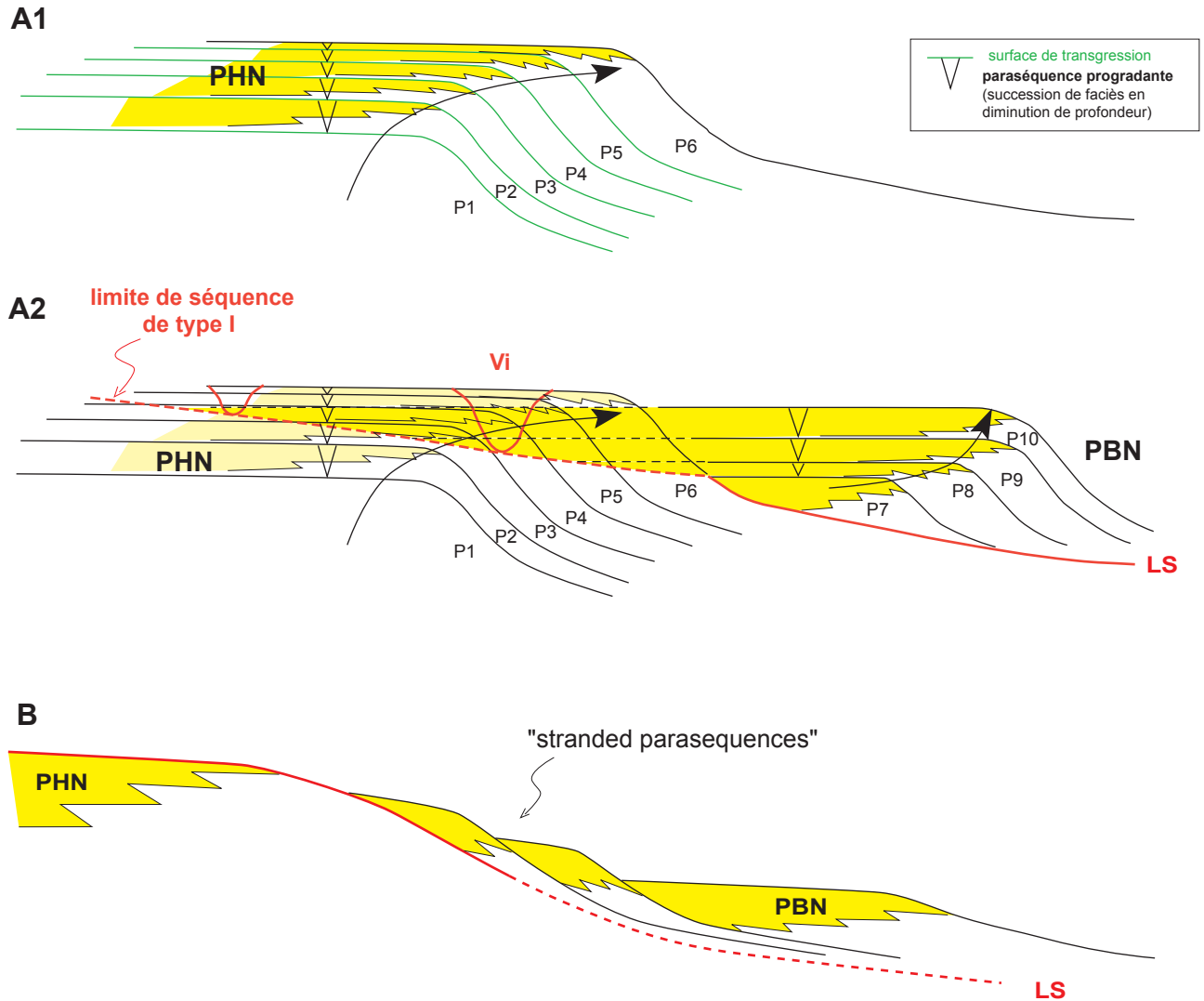


Fig. 13 - Modèle de stratigraphie séquentielle de Vail et coll. (A) et variante de Hunt & Tucker (B).

A1, génération du prisme progradant de haut niveau marin : il est formé de cycles progradation/rétrogradation (séquences R/T) appelés paraséquences ; ces paraséquences correspondent à des oscillations mineures du niveau marin relatif ; chaque paraséquence est limitée par une surface de ravinement de transgression ; à ce niveau hiérarchique, il ne peut y avoir de surface de chute, sinon, par définition la paraséquence deviendrait une séquence de dépôt ; les paraséquences s'empilent en régime général de progradation, avec une accélération finale qui est due au début de la chute eustatique sur le signal de 3^e ordre. **A2**, génération du prisme de bas niveau marin : la chute du niveau marin provoque une incision du réseau hydrographique à l'amont et donc des vallées incisées dans le prisme de haut niveau ; la chute du niveau marin n'est donc représentée que par une surface d'érosion dans ce modèle ; le prisme de bas niveau est également formé de paraséquences (P7 à P10) qui s'empilent en régime de progradation puis en régime aggradant lorsque débute la remontée eustatique ; Les vallées incisées sont remplies par l'empiètement amont du prisme de bas niveau ; les faciès sableux (fluvial et marin), en jaune, ne sont pas différenciés. **B**, modèle de Hunt & Tucker : il introduit une variante au modèle de Vail en suggérant que la période de chute ne soit pas simplement une période d'érosion mais que des prismes côtiers étagés ("stranded parasequences") puissent s'être développés pendant la descente du niveau marin.

Signification des abréviations : PHN, prisme progradant de haut niveau ; PBN, prisme progradant de bas niveau ; P1 à P10, paraséquences ; Vi, vallée incisée ; LS, limite de séquence

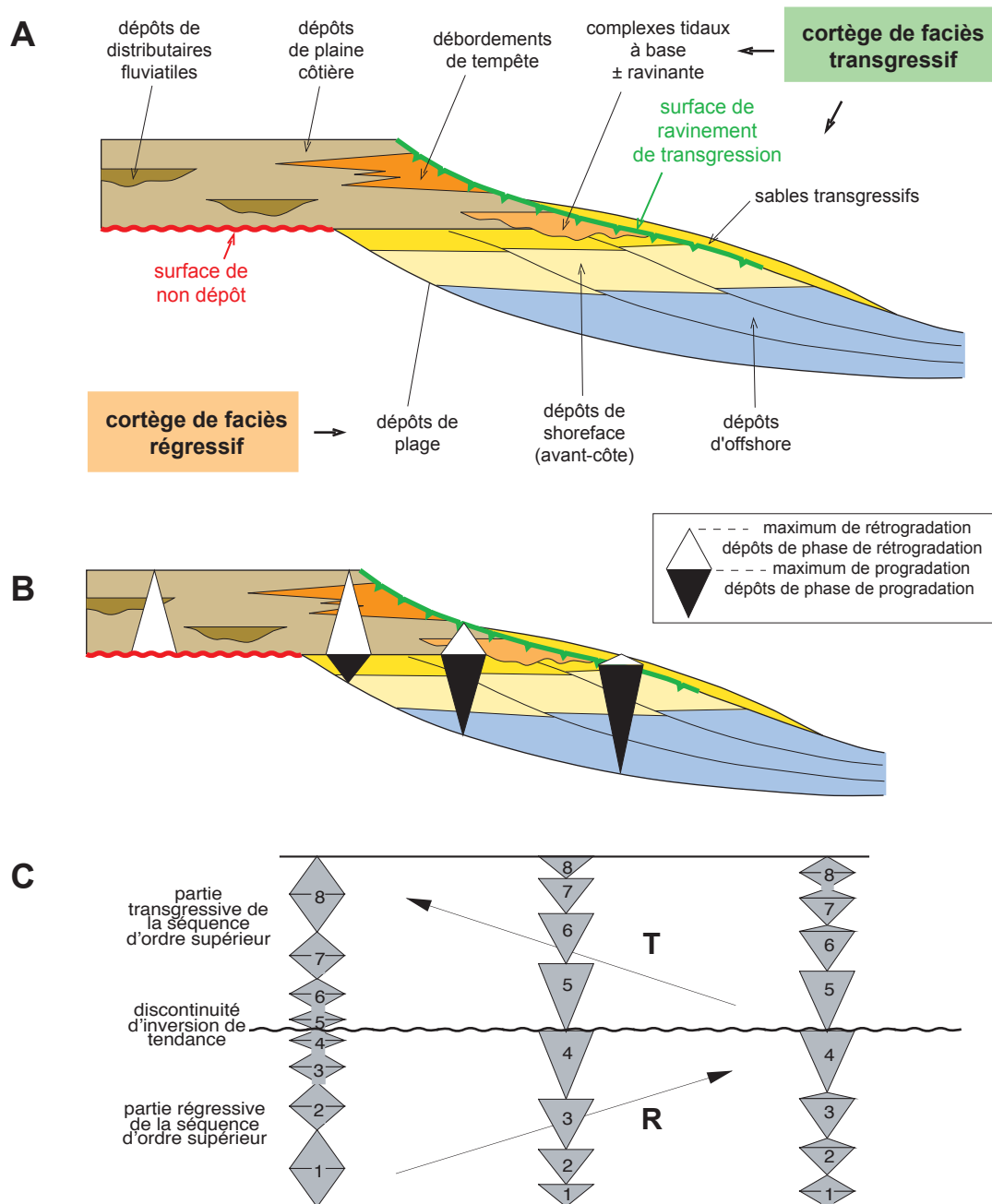


Fig. 14 - Modèle de stratigraphie génétique (Cross 1988, Homewood et al.).

A, Organisation de la séquence génétique (c'est-à-dire le plus petit cycle de variation du niveau de base) : en période de régression (demi-cycle régressif), l'accommodation est supposée nulle à l'amont (surface de non dépôt rouge) ; seul un prisme de progradation côtière (faciès uniquement marins) se développe ; en principe il s'agit d'un système étroit, donc à dominance de houle (séquence de plage) ; à l'inversion de tendance (passage R \rightarrow T), se développe une surface de ravinement de transgression (surface verte, souvent perforée par suite d'un retard à la sédimentation des dépôts transgressifs) qui tronquera progressivement le prisme régressif sous-jacent ; l'accommodation est supposée devenir alors fortement positive dans le secteur amont où, derrière la plage qui recule, se développe en régime aggradant un faciès de plaine côtière, avec faciès de débordement de tempête, systèmes tidaux, etc. ; ce faciès margino-littoral peut passer plus à l'amont à un système fluvial proprement dit. **B**, Illustration du partitionnement volumétrique des dépôts au cours du cycle de variation du niveau de base : le demi-cycle R est surtout représenté par des dépôts marins en position aval, le demi-cycle T principalement par des dépôts à dominance continentale en position amont ; Par rapport à la paraséquence du modèle de Vail et coll., la séquence génétique est conceptuellement plus riche car elle intègre davantage d'observations de terrain ; en revanche, le modèle est globalement dépendant du contexte géodynamique dans lequel il a été conçu (bassin d'avant-chaine où la répartition de la subsidence est opposée à ce qu'elle est sur une marge passive) ; c'est ce qui explique sans doute l'opposition conceptuelle du moment de dépôt des faciès fluviaux, en début de régression eustatique dans le modèle de Vail et coll., en transgression dans ce modèle de stratigraphie génétique. **C**, Les séquences génétiques s'empilent sur des cycles R/T d'ordre supérieur ; sur le schéma ne sont représentés que les triangles illustrant les volumes relatifs des dépôts R et T de chaque séquence selon la position amont ou aval (pour plus de détail se reporter aux schémas A et B).

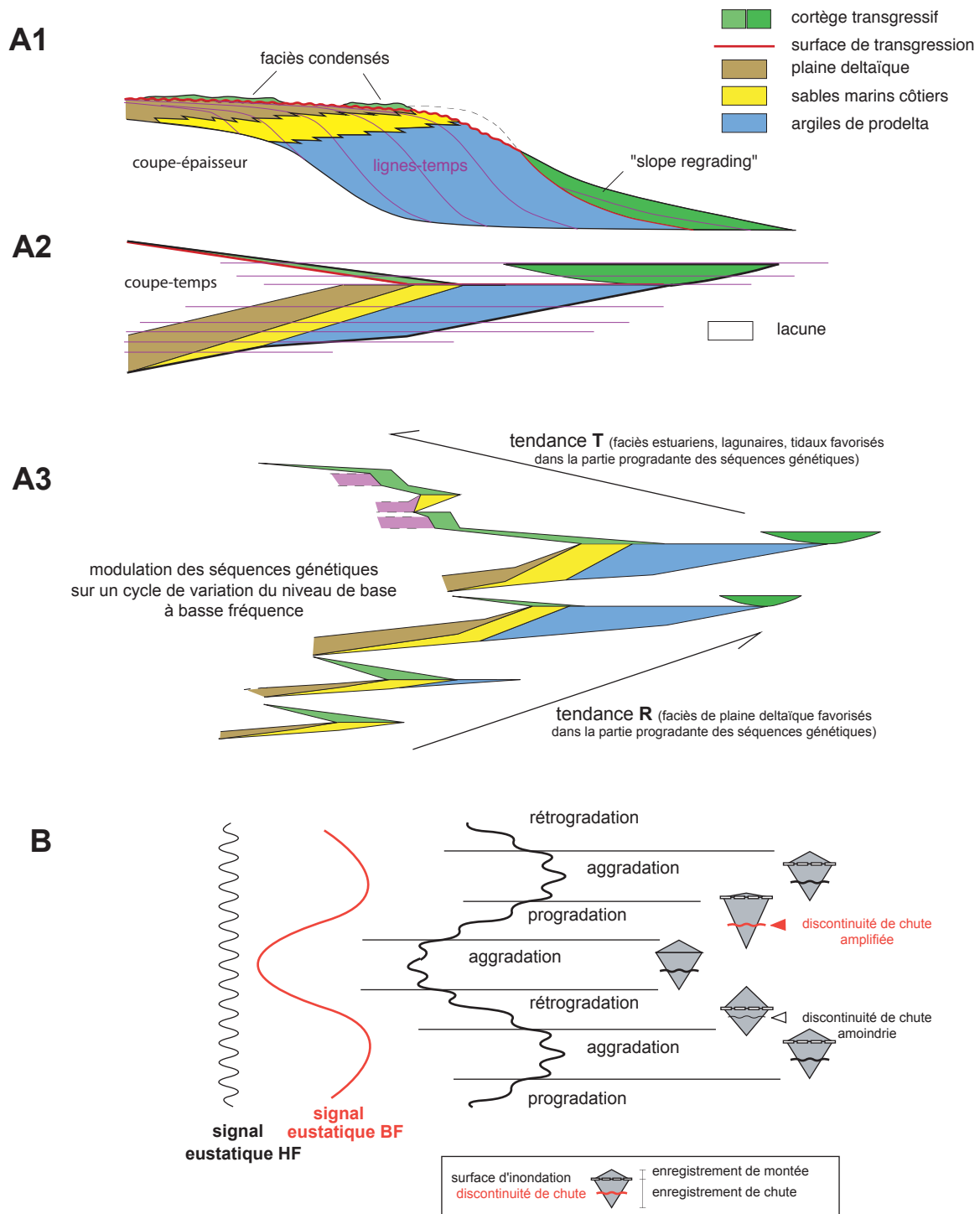


Fig. 15 - Variantes au modèle de stratigraphie génétique (Galloway 1989, Guillocheau 19).

A1, modèle de Galloway : la séquence génétique est une séquence R/T, asymétrique (dominance du demi-cycle R), comme on le constate le plus souvent dans les séries marines peu profondes ; cette séquence est différente de la séquence génétique de Cross en ce sens qu'elle inclut la mise en place des faciès fluviatiles (deltaïques) au cours de la régression ; en ce sens, les concepts de Galloway se rapprochent de ceux du modèle Vail et coll. ; ce modèle de séquence génétique illustre aussi très bien la notion de rectification du profil de dépôt au cours de la transgression, avec une érosion du prisme R à l'amont et un dépôt de couches de tempête (en vert) à l'aval. **A2**, diagramme-temps illustrant les lacunes par condensation ou par non dépôt. **A3**, modulation des séquences génétiques sur des tendances générales R ou T (diagramme-temps uniquement) ; on remarque que les dépôts de plaine côtière sont conceptuellement différents, à dominance fluvio-deltaïque au cours de la tendance générale R, à dominance de plaine côtière sous influence tidale (développement des grands systèmes estuariens) au cours de la tendance générale T. **B**, variante introduite par Guillocheau et coll. : la superposition de deux signaux eustatiques d'amplitude et de longueur d'onde différentes doit en principe se traduire, par la modulation des effets de la chute eustatique des cycles HF ; en période générale transgressive, l'effet de la chute du cycle HF peut être escamoté, en période globalement régressive, l'effet de la chute eustatique du cycle HF est forcément amplifié.

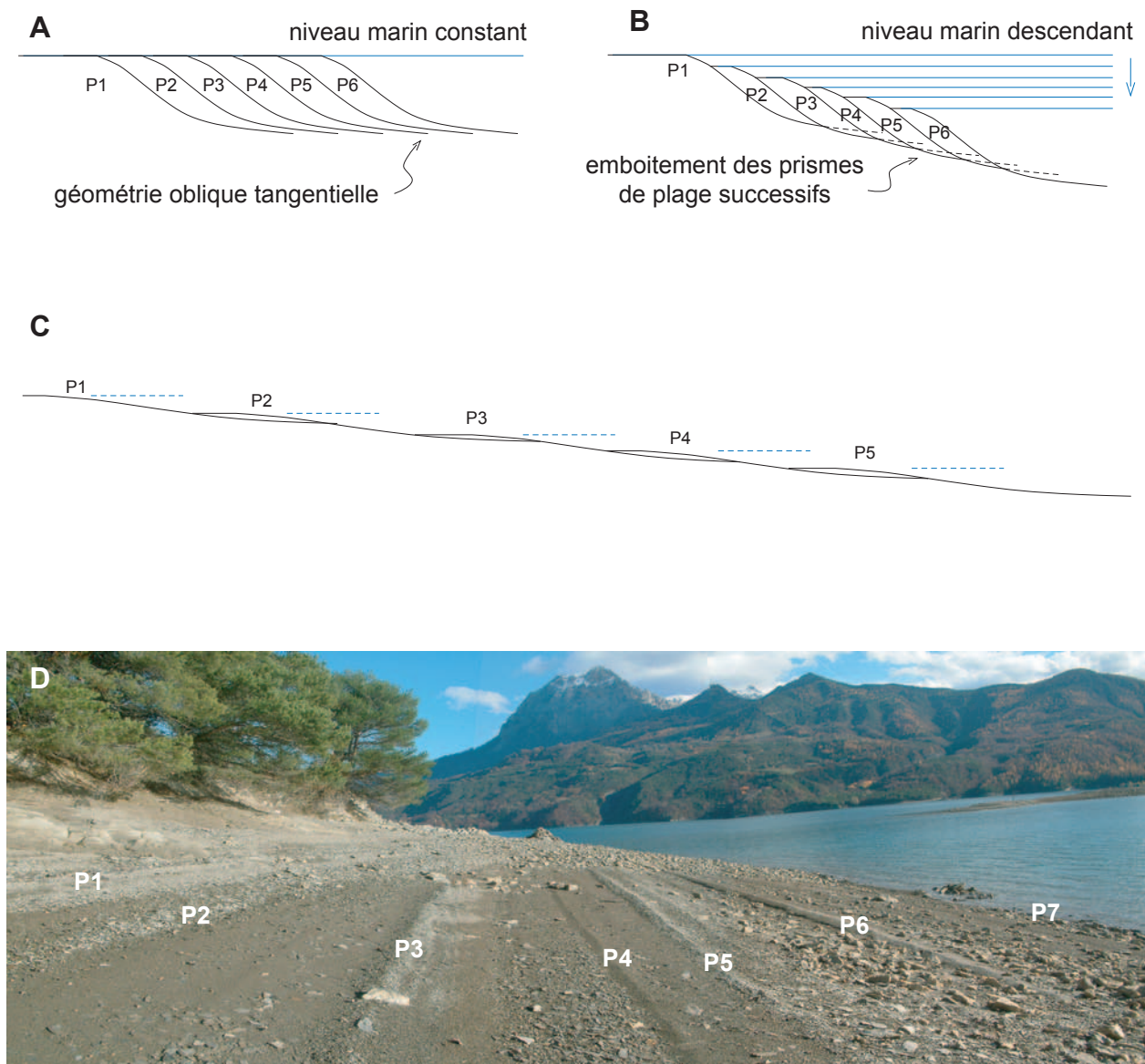


Fig. 16 - Géométrie des prismes progradants en régime de régression forcée.

A, Géométrie de progradation à niveau marin relatif constant ; le profil de dépôt ne change pas, son déplacement vers le large lors de la régression par simple comblement engendre une géométrie oblique tangentielle (clinoformes de progradation à géométrie conforme). **B**, Si le niveau marin relatif baisse, la progradation est en quelque sorte "forcée" par cet abaissement (régression dite "forcée", par opposition à la régression engendrée par simple comblement, cas A) ; les prismes successifs s'emboîtent ; une surface de ravinement de chute apparaît en base de la géométrie progradante. **C**, exagération du phénomène sur profil sédimentaire peu penté ; les prismes successifs sont réduits à des dépôts lenticulaires (plages étagées) sur la surface de chute. **D**, illustration du phénomène sur les berges du lac de barrage de Serre-Ponçon (Hautes-Alpes) : les plages P1 à P7 sont créées les jours de grand vent, lors de la baisse de niveau, lorsque les vagues sont capables d'édifier des mini-bermes de tempête au rivage ; ces berms ont une géométrie interne de type clinoforme de progradation et sont un bon analogue de ce que l'on rencontre sur les profils sédimentaires très peu pentés du Crétacé de la mer atlantique marocaine.

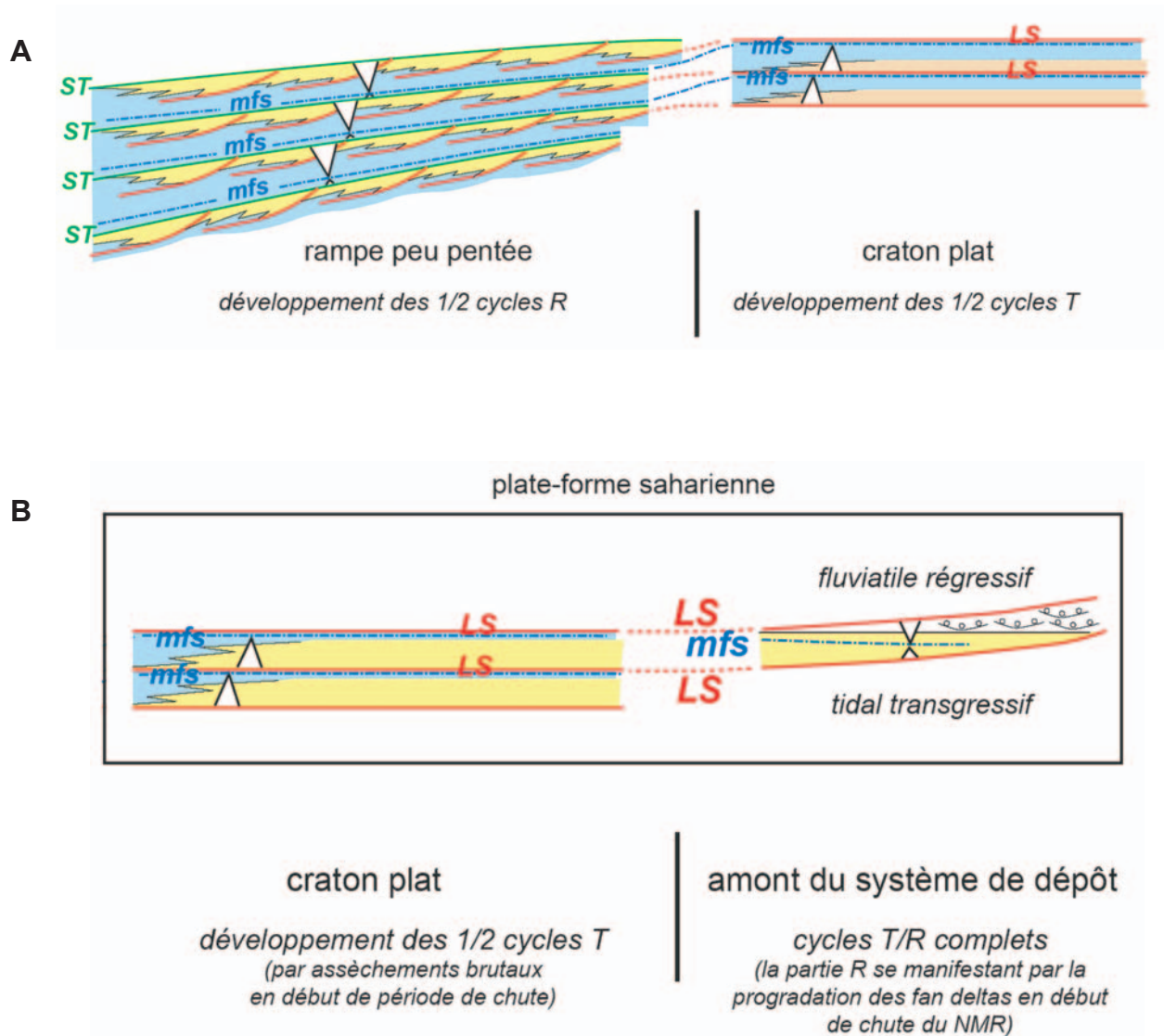


Fig. 17 - Organisation des séquences élémentaires dans le crétacé de la marge atlantique marocaine.

On utilisera le terme de séquence élémentaire car le concept de paraséquence ne peut s'appliquer, en dépit des apparences, notamment dans les séries levées sur le segment aval du prisme de marge où les dépôts sont pourtant organisés en succession de prismes progradants/rétrogradants ; en effet, à plus grande échelle, c'est-à-dire intégrant la partie amont du système de dépôt (craton), chaque séquence élémentaire est en fait organisée comme une séquence de dépôt à part entière selon les concepts du modèle de Vail et coll. car une surface de chute limite les dépôts de la partie amont (craton) des dépôts de la partie aval (rampe à pente très faible) ; il ne peut donc s'agir d'une paraséquence, par définition ; quant au terme de séquence génétique, il peut s'appliquer à la rigueur mais on voit que dans la partie aval (secteur de balancement des plages), chaque progradation s'effectue presque toujours en régime de régression forcée et qu'à la limite chaque unité progradante pourrait être décrite comme une succession de "stranded parasequences" dans le concept de Hunt & Tucker.

7. Description des arrêts.

7.1. J1 (dimanche 2 septembre) : Néocomien de la transversale d'Agadir

Trois coupes seront vues au cours de cete journée, les coupes de Tamzargoute, d'Elma et de Tinfoul (ou de Tigdad ?) d'Ouest en Est car elles sont les plus accessibles par route. La partie distale ouest de la transversale (Fig. 6) n'est accessible que par mauvaises pistes nécessitant l'utilisation de véhicules tout terrain.

La partie inférieure (Berriasien-Hauterivien) de la coupe de Tamzargoute est illustrée sur la figure 18.

La partie barrémienne sera également vue (Fig. 19). Les grès de cette coupe ont été interprétés comme des remplissages de vallées incisées par Nouidar et Chellai (2001). Les marnes apto-albiennes sont également facilement accessibles (pas de coupe de détail disponible).

La coupe d'Elma proche (Fig 20) permettra de voir dans le détail le passage Valanginien-Hauterivien et la géométrie des grès de plage de la zone à Loryi.

La coupe de Tinfoul (Fig. 21) permettra de voir l'amincissement de la série vers l'Est en direction de la plate-forme atlasique.

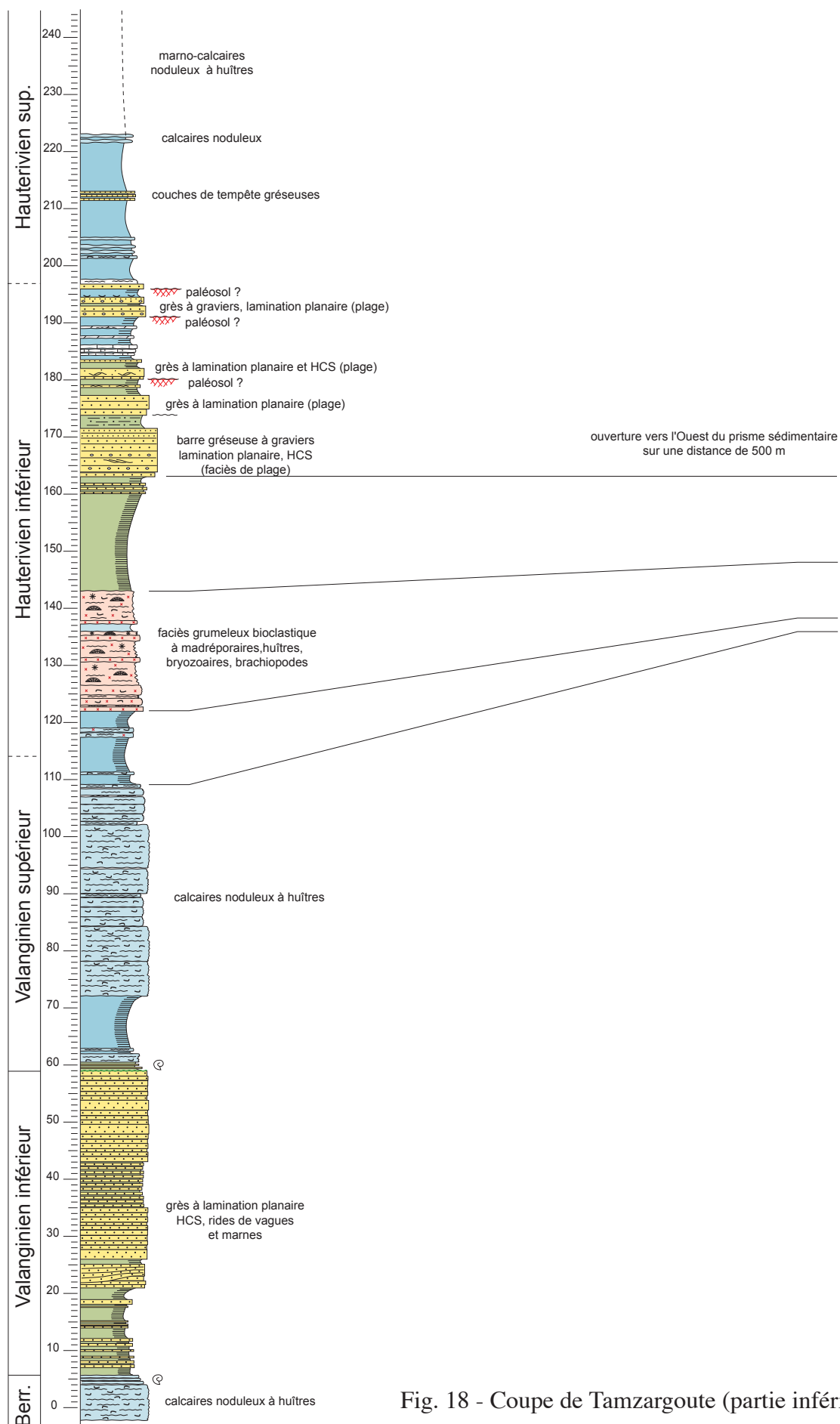


Fig. 18 - Coupe de Tamzargoute (partie inférieure).

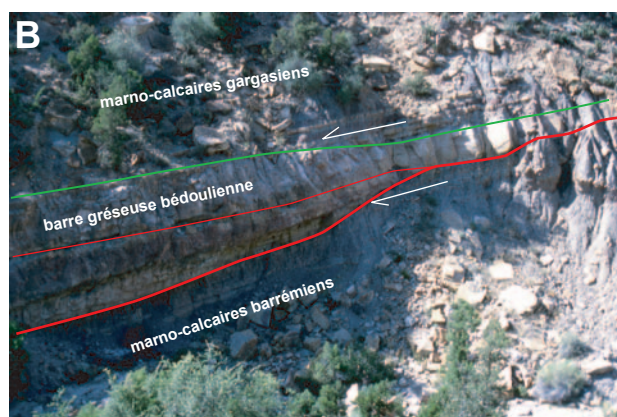
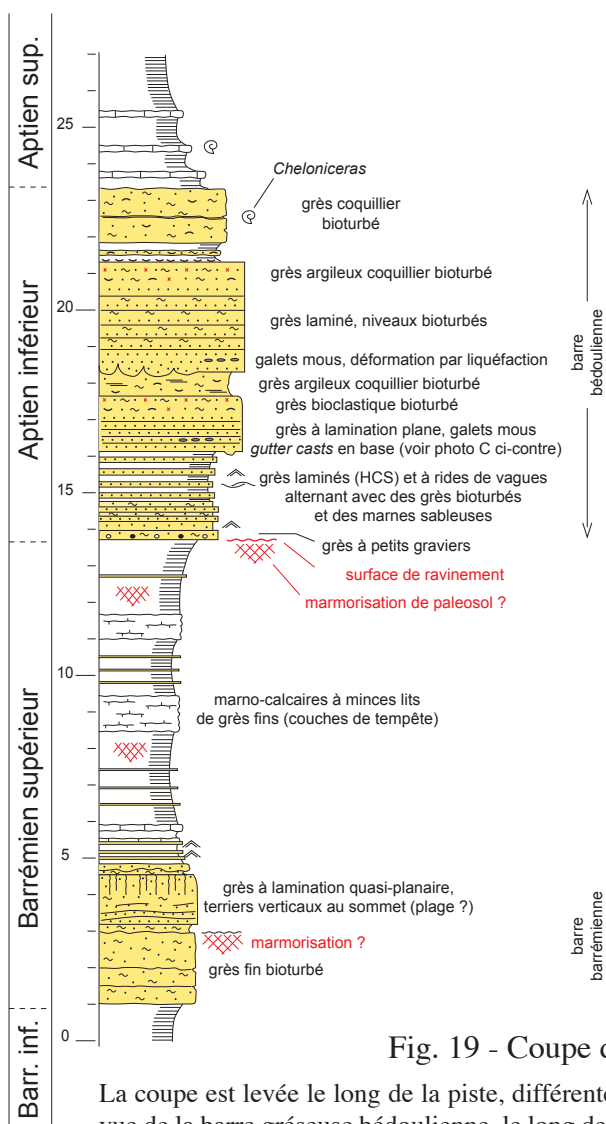
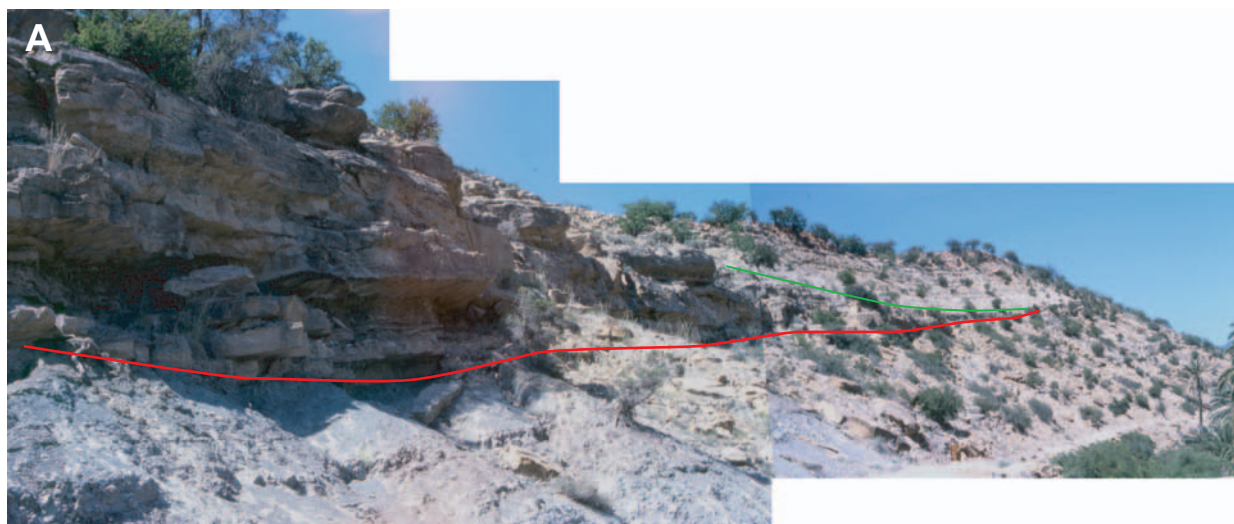


Fig. 19 - Coupe de Tamzargoute (Barrémien-Aptien inférieur).

La coupe est levée le long de la piste, différente de celle observée le long de la route goudronnée. **Photo A**, vue de la barre gréseuse bédoulienne, le long de la piste. Noter la dilatation de la barre au niveau de la piste et son amincissement sur la pente, entre les surfaces notées en rouge et en vert. **Photo B**, vue de la barre gréseuse bédoulienne le long de la route goudronnée. Noter les surfaces d'érosion emboîtées (en rouge) à la base et dans le remplissage gréseux, ainsi que la surface de ravinement supérieure (en vert) interprétée comme une surface de ravinement de première inondation marine. **Photo C**, vue de détail des gutter casts (gc) à la base du premier bancs de grès massif de la barre bédoulienne, coupe de la piste. La partie visible du bâton de Jacob mesure 1 m.

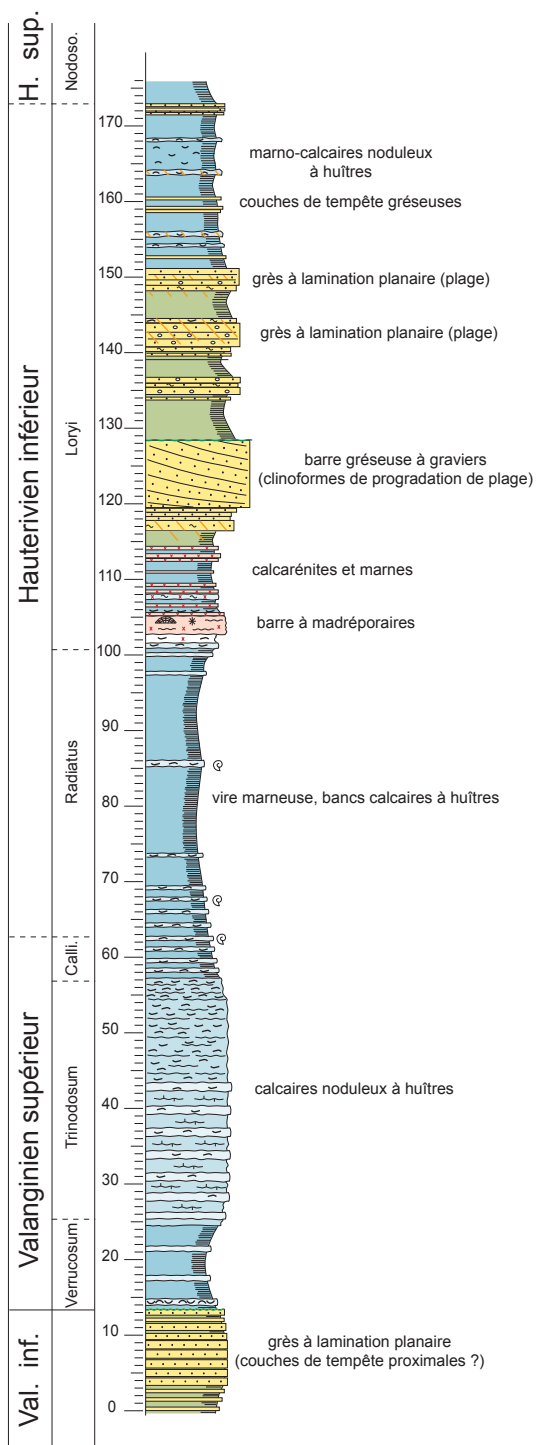
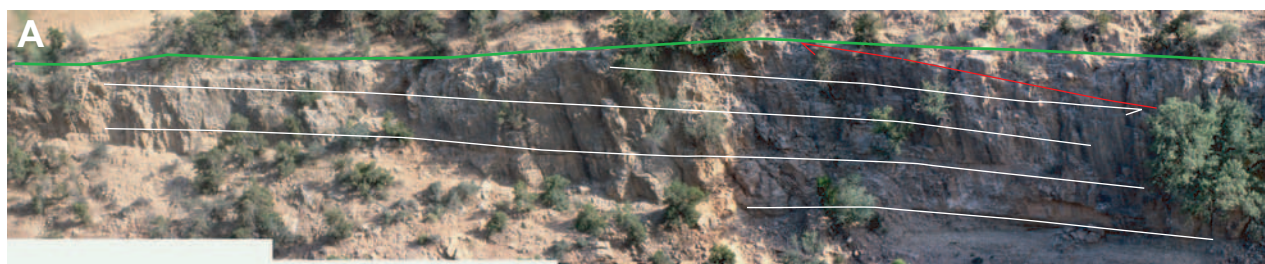


Fig. 20 - Coupe d'Elma.

Photo A, clinoformes de progradation (vers la droite) dans la barre gréseuse principale de l'ammonito-zone à Loryi ; noter la discontinuité de chute (en rouge) qui provoque l'emboîtement du prisme de plage à l'extrémité droite ; Cette géométrie est caractéristique d'un style de progradation en régime de régression forcée par étapes ; le prisme gréseux est ensuite raviné par une surface de transgression (en vert) qui nivèle la topographie.

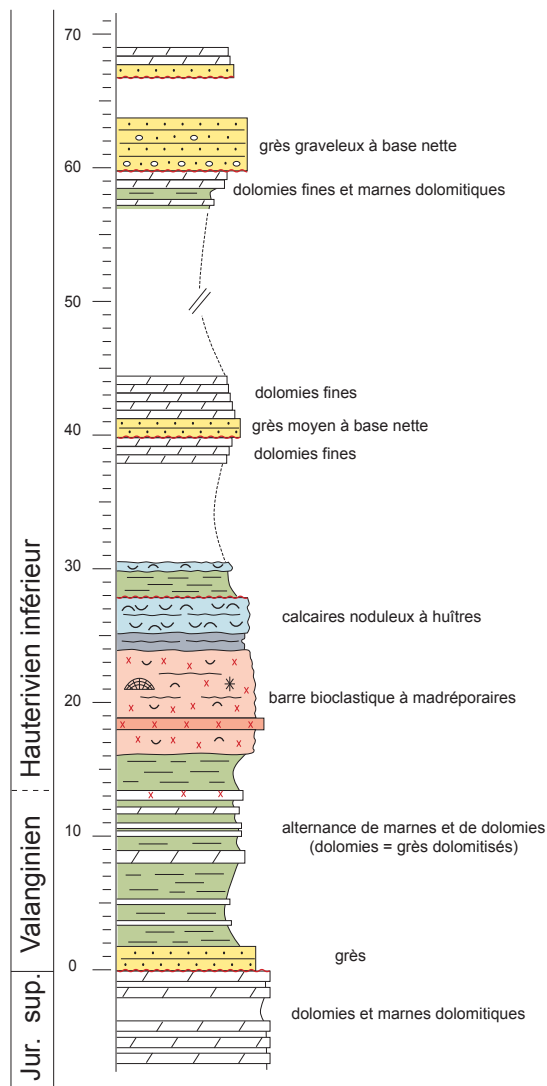


Fig. 21 - Coupe de Tinfoul.

7.2. J2 (lundi 3 septembre) : Cénomanien-Turonien de la transversale d'Agadir

Trois coupes seront vues au cours de cette journée, d'ouest en est : coupes de Taghazoute-Plage, de Tahanoute, d'Askoutti. La coupe plus orientale de Tamaloukt sera vue le quatrième jour pour des raisons de durée de trajet. La journée est principalement consacrée au problème de la limite Cénomanien-Turonien mais les faciès des nombreuses petites séquences qui composent le Cénomanien seront examinés dans les coupes de Taghazoute (faciès distaux) et de Tahanoute (zone des plages).

Arrêt 1 : coupe de Taghazoute-Plage (Figs. 22 à 25)

La coupe (Fig. 22) est levée le long du rivage en contrebas de la route. Le passage C/T (Fig 24) est d'accès plus difficile en haut de la pente. Elle a été décrite par El Kamali (1990) puis par Terrab (1996). C'est la coupe la plus distale de la transversale sud. Il n'y a pas de faciès de plage comme dans les coupes plus orientales de Tahanoute et d'Askoutti. Les faciès les moins profonds sont des lumachelles à huîtres jointives (Fig. 23A). Ces lumachelles encadrent les faciès de plage au sens strict dans les coupes de l'amont (coupes d'Imi Mikki, de Tahanoute et d'Askoutti, Fig. 11). C'est une règle générale dans tout le Crétacé local : des faciès du même type encadrent par exemple les plages de l'Hauterivien supérieur de la coupe de Tafadna (Fig. 30, 3^e journée d'excursion). Ces lumachelles à huîtres sont des faciès d'avant-plage, accumulés par les tempêtes à très faible profondeur au pied des clinofomes de progradation de plage. Dans les séquences R/T, ils précèdent et suivent logiquement la mise en place des faciès de plage proprement dits. Dans la coupe de Taghazoute, les lumachelles reposent le plus souvent par un contact net, parfois érosif (Fig. 23D) sur les marno-calcaires plus profonds. On interprète cette disposition comme l'effet des discontinuités de chute successives qui accompagnent habituellement la progradation des plages (voir § stratigraphie séquentielle). La dernière discontinuité de chute de chaque phase de progradation crée ce contact érosif, sans émergence. Les faciès les plus profonds sont des marno-calcaires à miches ou des marnes sombres (Fig. 23B).

Les séquences observées (Fig. 22) sont principalement non émergentes mais il existe une surface d'émergence karstifiée dans la partie médiane de la coupe, où la lumachelle transgressive à huîtres brisées est injectée dans les cavités (Fig. 23C). Il y en a sans doute une autre au niveau du passage Cénomanien-Turonien.

Le passage C/T est détaillé sur la figure 24. Les derniers marno-calcaires de faciès "cénomanien" se terminent par des intercalations de grès à rides vagues au toit (couches de tempête) (Fig. 24B). Une calcarénite bioturbée termine la séquence. son toit est une surface irrégulière nappée par un conglomérat à éléments roulés (Fig. 24C), interprété comme un conglomérat transgressif après émergence. Une calcarénite argileuse bioturbée constitue la base du cortège transgressif (Fig. 24D). Le passage aux marnes claires laminées (faciès "black shales" est brutal (Fig. 24D) et interprété comme une surface d'approfondissement (SI, Fig. 24D). Ces marnes laminées contiennent des nodules diagénétiques sans doute anté-compaction car la lamination est écrasée de part et d'autre (Fig. 24E). La coupe se termine par des calcaires fins à silex, plus ou moins laminés encore et qui doivent représenter le maximum d'approfondissement.

La coupe levée et étudiée par M. Jati et D. Grosheny apporte des données biostratigraphiques et géochimiques nouvelles (Fig. 25). Les rotailpores sont présentes jusqu'à la

surface karstifiée. Les valeurs isotopiques du carbone montrent ensuite des valeurs nettement positives qui redeviennent proches de la normale avant la discontinuité d'émersion située sous les black shales. Ces valeurs anormales sont du même ordre de grandeur que celles constatées au passage C/T dans les coupes de l'Atlas saharien où il n'y a pas d'émersion (Grosheny et al. sous presse). Elles sont donc représentatives de l'anomalie positive de la limite C/T et non un artéfact. L'anomalie en ^{13}C est généralement située dans les faciès black shales dans les coupes des bassins profonds, comme par exemple dans la coupe de Tarfaya plus au sud. On voit donc qu'ici l'anomalie apparaît bien avant les black shales et se manifeste dans les derniers faciès marno-calcaires à huîtres. L'apparition rapide de *H. helvetica* dans la base des black shales montre que ceux-ci sont probablement en totalité d'âge turonien. Ils sont en outre transgressifs. Les black shales de la coupe de Tarfaya sont syn-anomalie et ceux de Taghazoute post-anomalie.

On se référera également à la figure interprétative 12 et au texte afférent (§ Cénomanien-Turonien).

Arrêt 2 : coupe de Tahanoute.

La coupe de Tahanoute est située paléogéographiquement dans la zone de balancement des pages, alors que la coupe de Taghazoute est plus distale. C'est le principal intérêt de cet arrêt car la limite C/T n'affleure pas. On verra donc en détail les faciès de ces nombreuses petites séquences de progradation de plage qui caractérisent le Cénomanien local (Fig 26).

Arrêt 3 : coupe d'Askoutti.

La coupe d'Askoutti est assez semblable à celle de Tahanoute en ce qui concerne les faciès cénomanien (Fig. 11). les faciès de plage y sont bien développés. L'intérêt de cette coupe est le passage C/T qui affleure très bien (Fig. 27) mais où le faciès black shale de Taghazoute n'existe plus. Au-dessus de la discontinuité qui couronne les faciès complexes, calcarénitiques, marneux, etc., du Cénomanien, viennent brutalement des calcaires blancs finement laminés, à silex diffus qui passent progressivement à des calcaires à silex en petits bancs puis aux calcarénites dolomitiques de la plate-forme turonienne progradante.

La géochimie (Fig. 28) montre qu'il n'existe pas d'anomalie en ^{13}C dans cette coupe. La discontinuité correspond donc à un hiatus important, sans doute par émersion, qui englobe l'équivalent des dernières séquences à huîtres de Taghazoute mais aussi probablement l'équivalent des black shales (Fig. 12). Quant aux calcaires laminés, sont-ils un faciès latéral des black shales de Taghazoute ? Nous avons pris le parti de considérer que le Turonien était transgressif et donc que les black shales de Taghazoute empiétaient sur la discontinuité d'émersion peut-être sans atteindre Askoutti. mais un passage latéral n'est pas exclu.

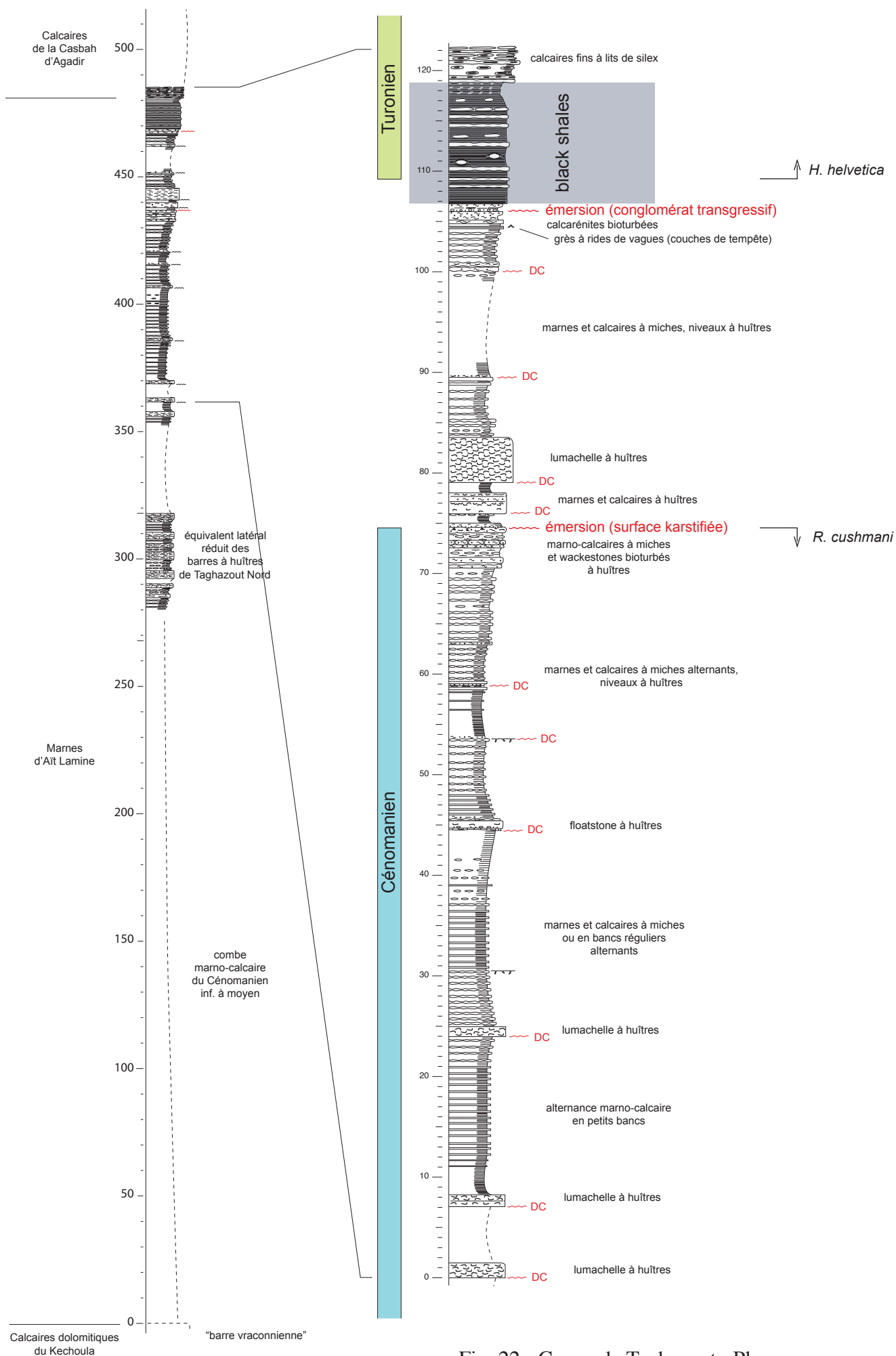


Fig. 22 - Coupe de Taghazoute-Plage.

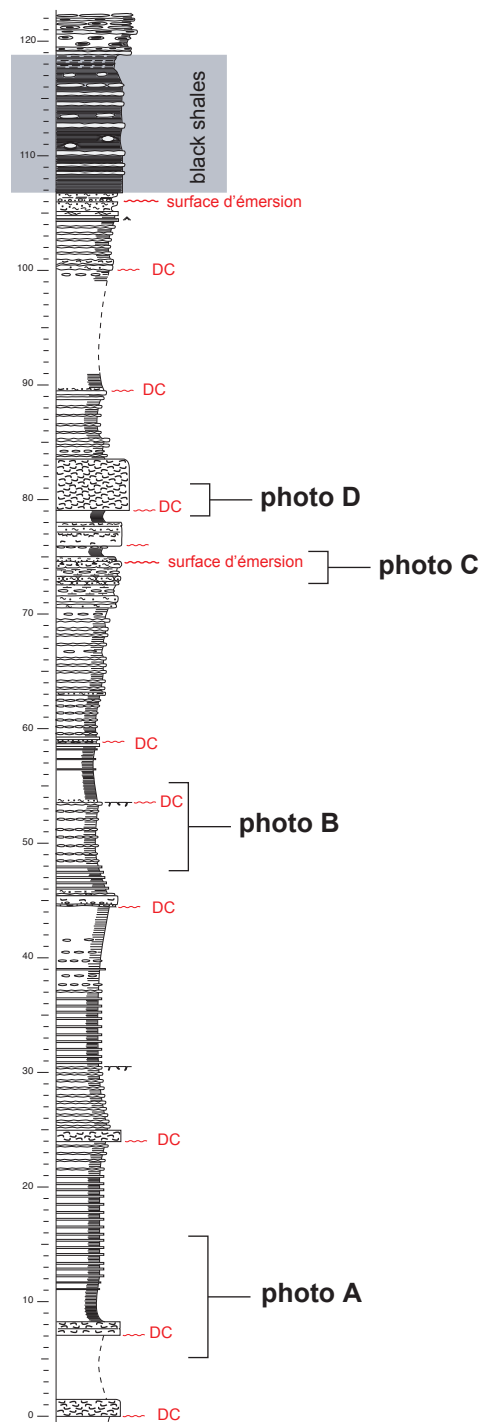


Fig. 23 - Coupe de Taghazoute-Plage. Faciès du Cénomanién supérieur.

A, vue des bancs lumachelliques à huîtres à base nette intercalés dans les faciès marno-calcaires alternants ; B, alternances marno-calcaires et marnes sombres ; C, détail de la surface karstifiée (émersion) du milieu de la coupe ; la lumachelle transgressive à débris d'huîtres s'infiltre dans les cavités du micro-karst ; D, Détail de la surface de base d'un banc lumachellique à huîtres, interprétée comme une discontinuité de chute (DC) du niveau marin relatif, sans émersion.

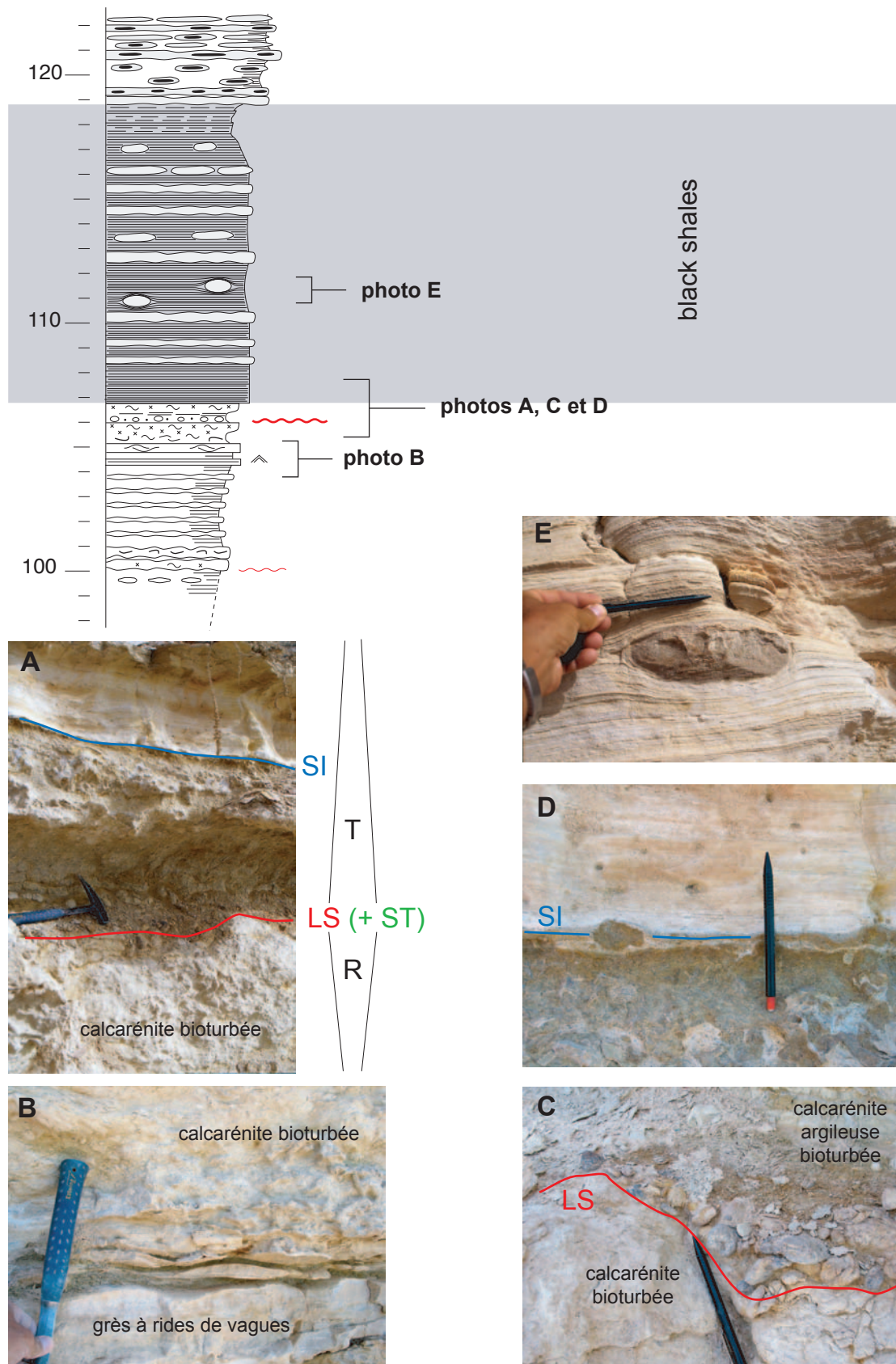


Fig. 24 - Coupe de Taghazout-Plage. Détail du passage Cénomanien-Turonien

A, détail de la discontinuité située sous le faciès laminé (LS, limite de séquence ; ST, surface de transgression ; SI, surface d'inondation) ; B, détail des couches de tempête gréseuses à rides de vagues du sommet du demi-cycle régressif (R) situé sous la discontinuité ; C, détail du conglomérat situé sur la discontinuité ; D, détail du passage de la calcarénite bioturbée transgressive au faciès black shale, interprété comme une surface d'approfondissement (surface d'inondation, SI) ; E, détail des nodules diagénétiques anté-compaction présents dans le faciès laminé.

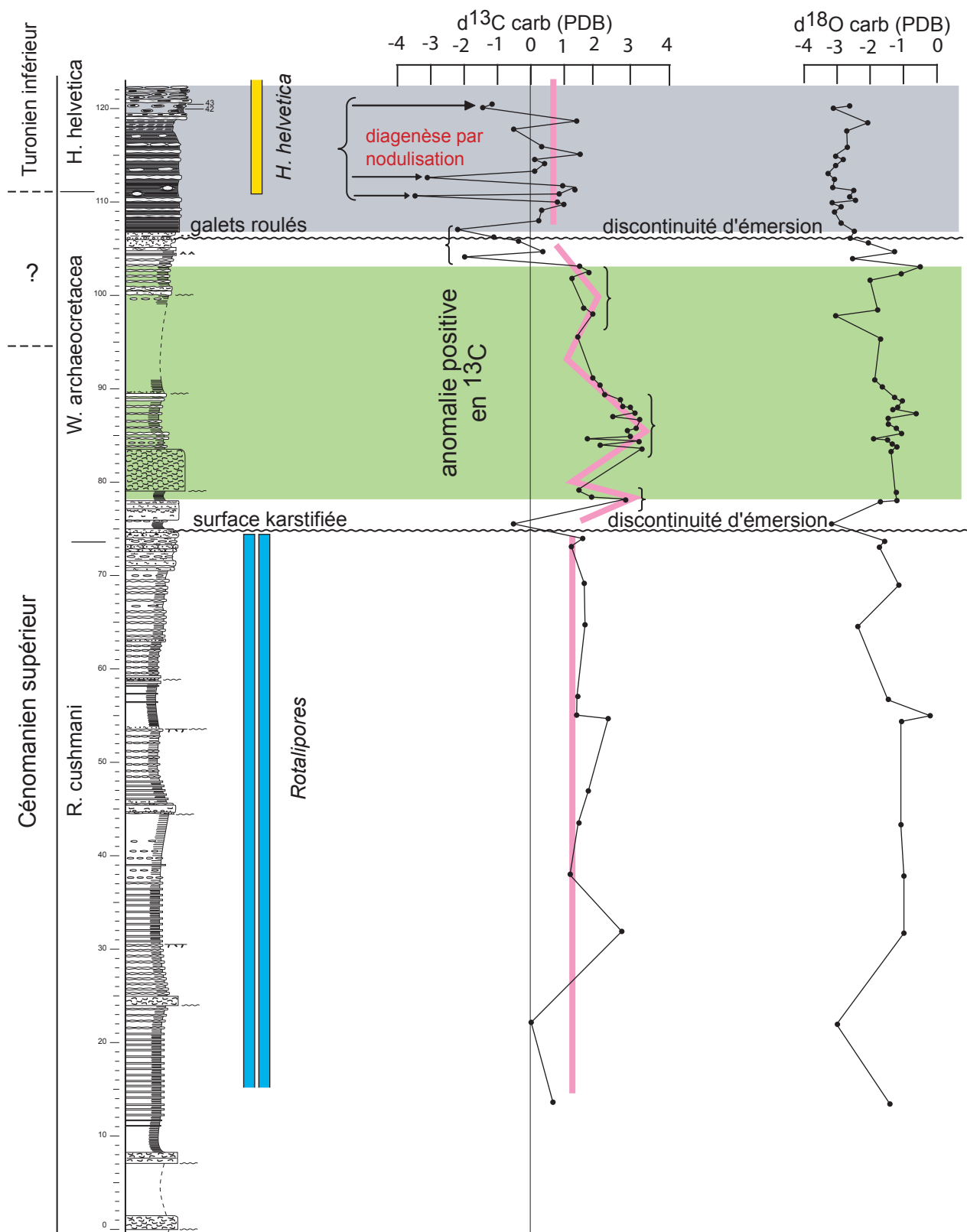


Fig. 25 - Géochimie isotopique du passage C/T dans la coupe de Taghazoute-Plage.
(d'après M. Jati, thèse en cours)

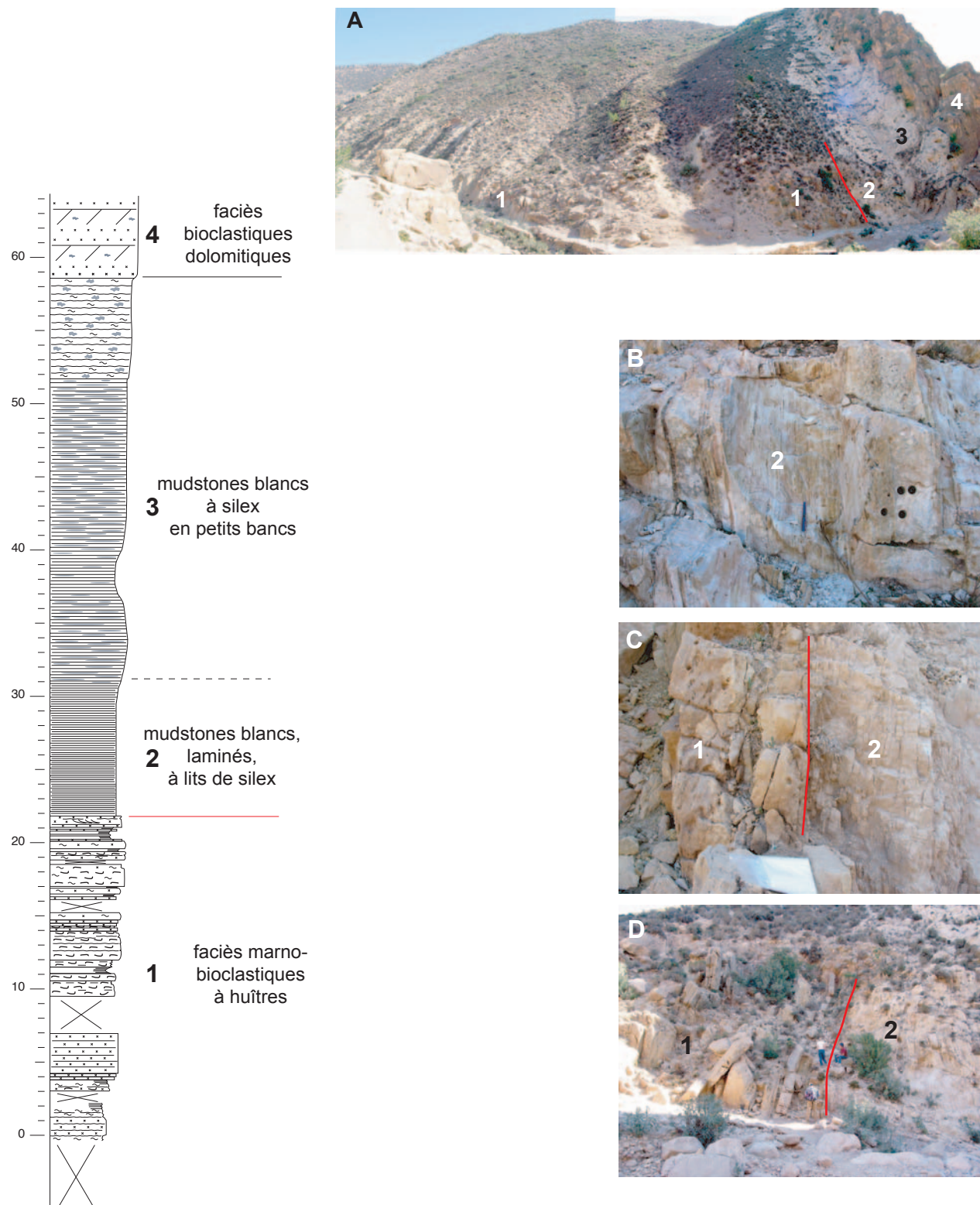


Fig. 27 - Le passage Cénomanien-Turonien dans la coupe d'Askoutti.

A, vue générale de la coupe (1, marno-calcaires à bancs calcarénitiques du Cénomanien supérieur ; 2, calcaires micritiques laminés, en petits bancs, à lits de silex ; 3, calcaires micritiques à silex en petits bancs ; 4, calcarénites dolomitiques turoniennes) ; **B**, détail du faciès laminé ; **C** et **D**, détail du passage Cénomanien-Turonien.

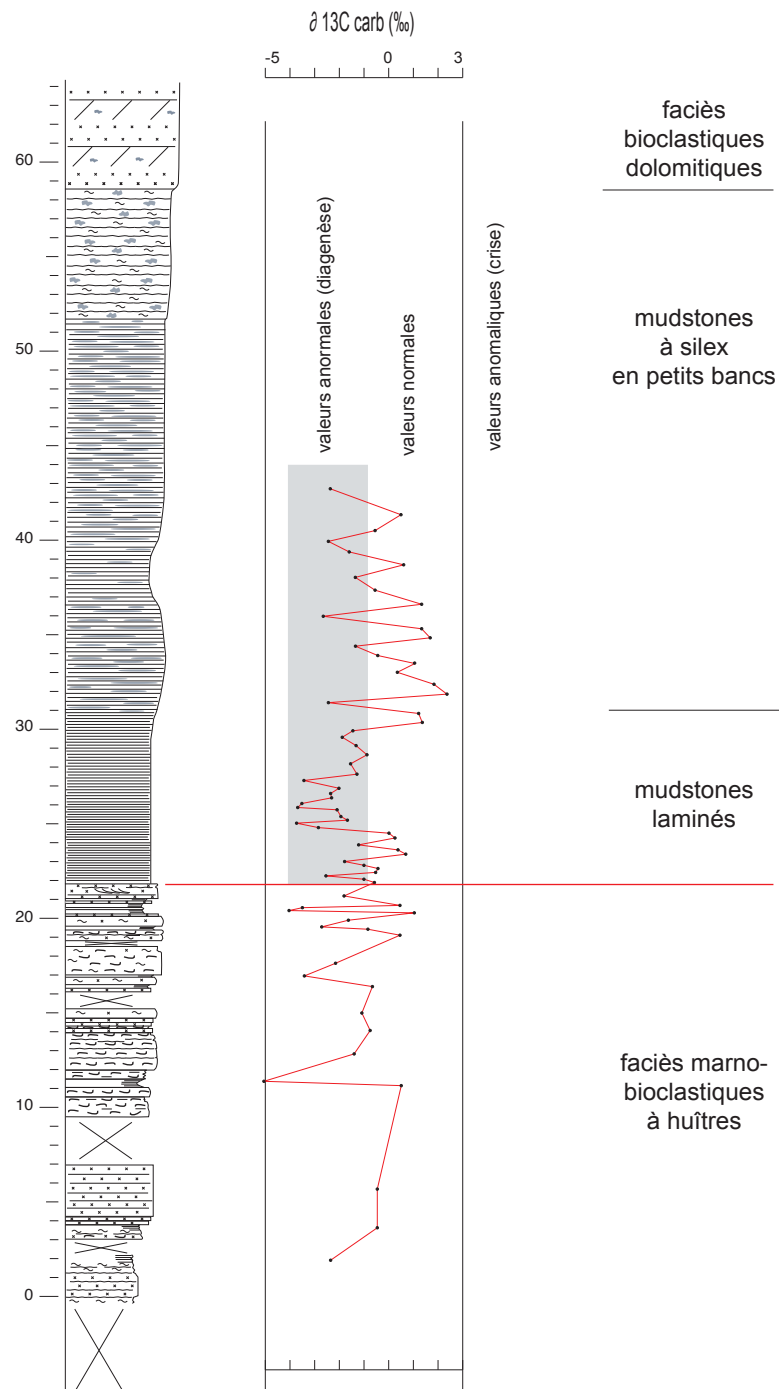


Fig. 28 - Géochimie isotopique du passage C/T dans la coupe d'Askoutti.
(d'après M. Jati, thèse en cours)

7.3. J4 (mercredi 5 septembre) : Néocomien de la transversale Cap Tafelney-Imi N'Tanoute

La journée est assez chargée et il faudra faire vite.

La coupe composite de l'Oued Igouzoullen / Jebel Amsitène est donnée sur la figure 29. Les intervalles marneux épais du Valanginien supérieur-Hauterivien inférieur (voir aussi Fig. 8) et de l'Hauterivien supérieur sont tronqués sur cette figure 29. On pourra voir en bord de route la base de la série avec un Berriasien et un Valanginien inférieur très réduits en épaisseur.

Le principal arrêt sur cette coupe composite concerne le passage Hauterivien-Barrémien (coupe de Tafadna) où on pourra voir dans le détail l'organisation des cycles de plage (Fig. 30) dans la terminaison Ouest du prisme sédimentaire (Fig. 9).

En direction de l'Est, on remonte ensuite vers l'amont du prisme sédimentaire. La coupe d'Eddhar (Fig. 31) permet de voir les faciès marno-calcaires fossilifères du Berriasien-Valanginien. Le sommet de la coupe, d'un accès plus difficile, permet de voir les plages gréseuses très minces de la formation Tamanar (fin Hauterivien inférieur) qui s'intercalent dans les faciès bioclastiques et les marnes. Nous sommes ici à la fin de la progradation répétitive de ces plages qui vont se pincer vers l'amont avant Ichamraren (Fig. 8).

Plus à l'Est, la coupe d'Assaka (Fig. 32) permet de voir le sommet du système de plages progradantes du Valanginien-Hauterivien inférieur qui vont se développer plus à l'Est (Aït Bouçag) ainsi que le sommet de la formation Talmet rouge (passage Hauterivien-Barrémien) (Fig. 32A et B). Les séquences de plages progradantes fini-hauteriviennes qui se sont développées plus à l'aval (BouZemmour, Tafadna) ne sont plus représentées ici que par le faciès amont, fait de demi-cycles transgressifs et non régressifs (cf. modèle de la figure 17).

Encore plus à l'Est, la coupe d'Aït Bouçag (Fig. 33) permet de voir les faciès internes dolomitisés et d'épaisseur réduite du Berriasien-Valanginien inférieur, ainsi que les séquences de plage de grès grossiers graveleux et partiellement dolomitisés (brunis) des "Grès chocolat".

Si le temps disponible le permet, on pourra faire un arrêt rapide plus à l'Est (coupe de Tazought, Fig. 7) où il sera peut-être possible de comprendre les rapports entre faciès flubiatices et marins "continentalisés" dans la série rouge (cf. modèle de la figure 17, partie B amont) qui reste encore très hypothétique malgré des observations en cours à la fois dans le Continental Intercalaire du Sud-Tunisien et le Cambrien du Tassili algérien.

(suite de la coupe à droite)

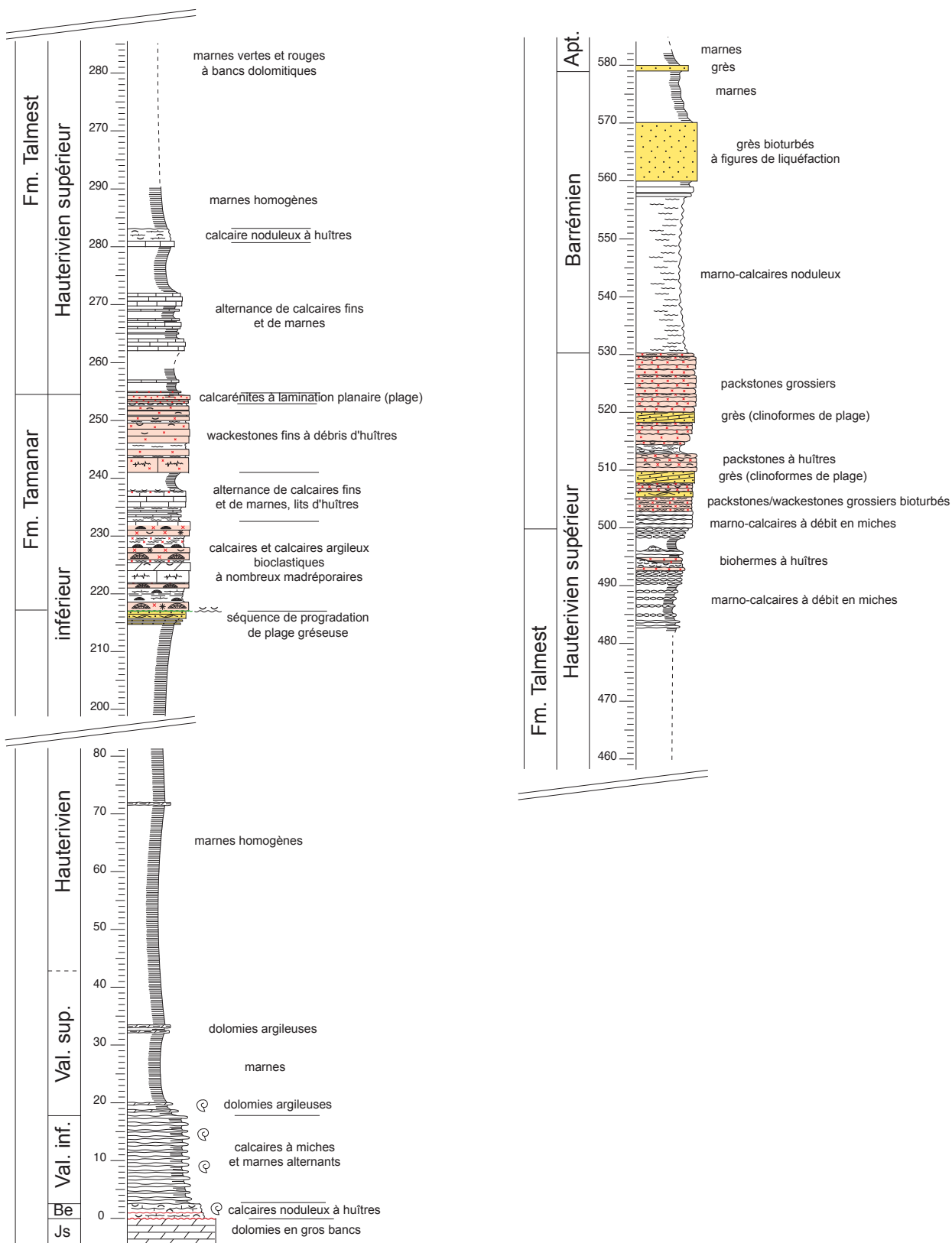


Fig. 29 - Coupe composite d'Amsitene/Igouzoullen/Tafadna.

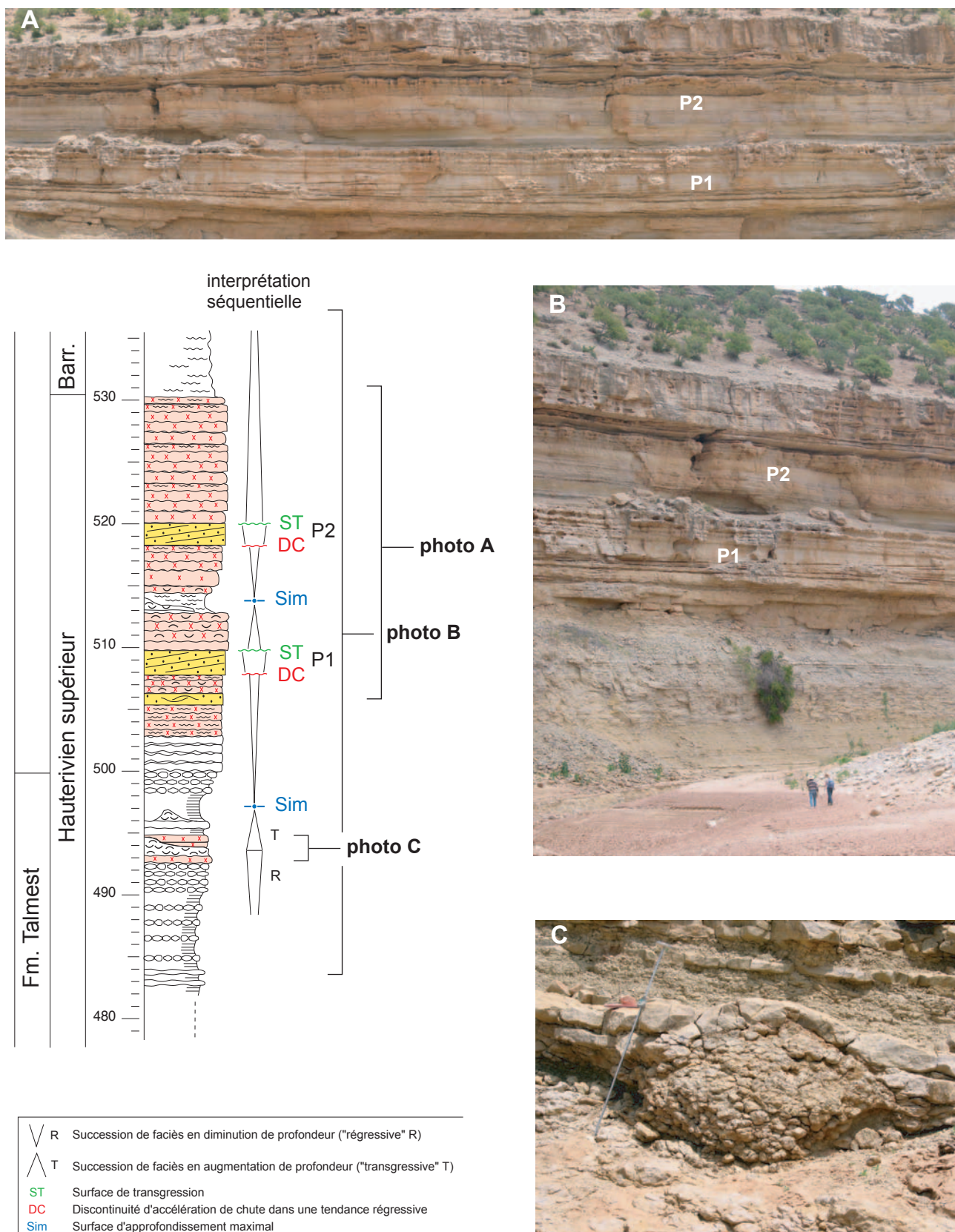


Fig. 30 - L'Hauterivien terminal de Tafadna.

A, Clinoformes de progradation dans la plage P1 ; B, vue générale de la coupe, avec notamment les plages P1 et P2 encadrées de calcarénites grossières plus profondes ; C vue d'un des biohermes de la partie inférieure de la coupe, à faciès plus profonds.

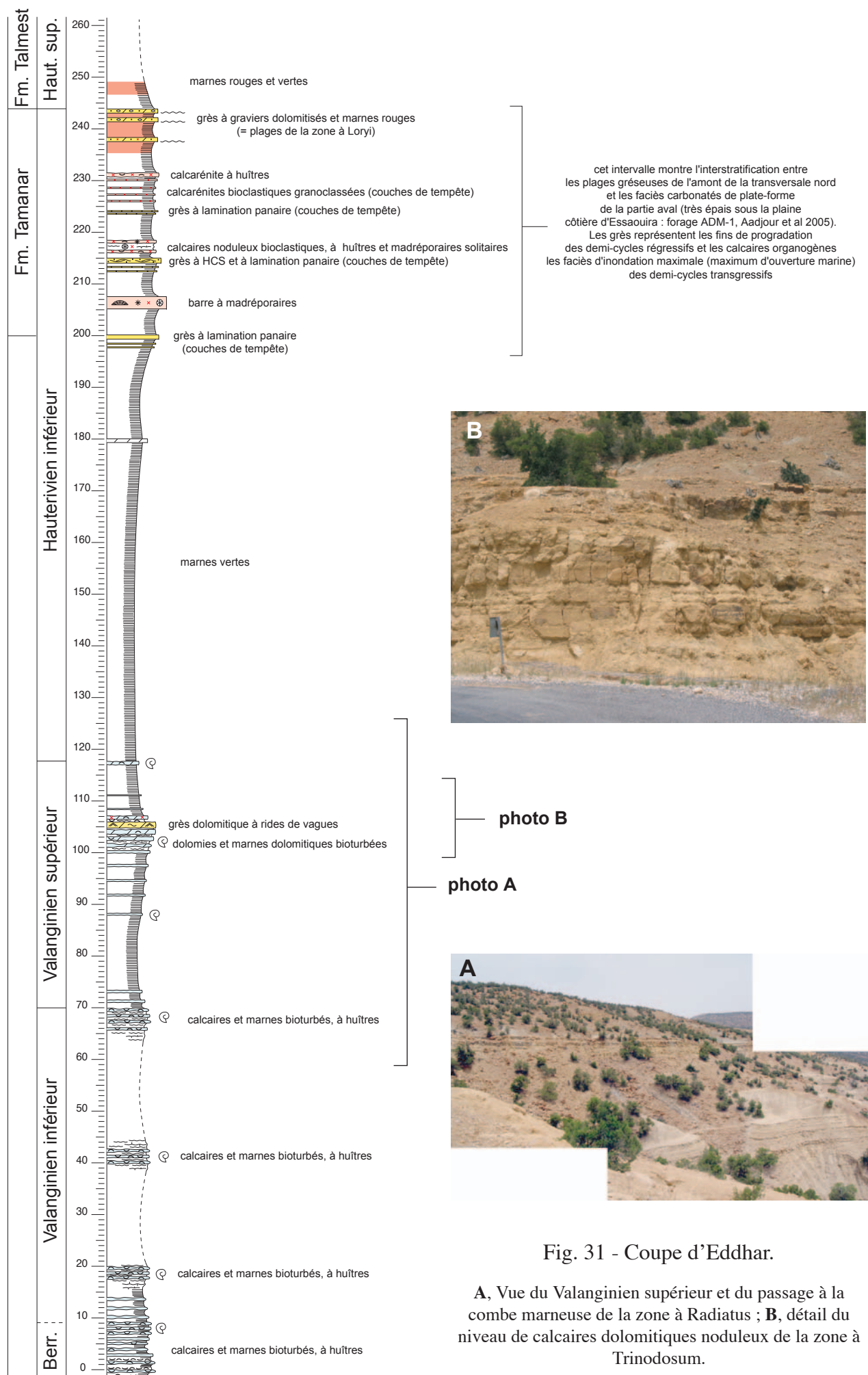


Fig. 31 - Coupe d'Eddhar.

A, Vue du Valanginien supérieur et du passage à la combe marneuse de la zone à Radiatus ; **B**, détail du niveau de calcaires dolomitiques noduleux de la zone à Trinodosum.

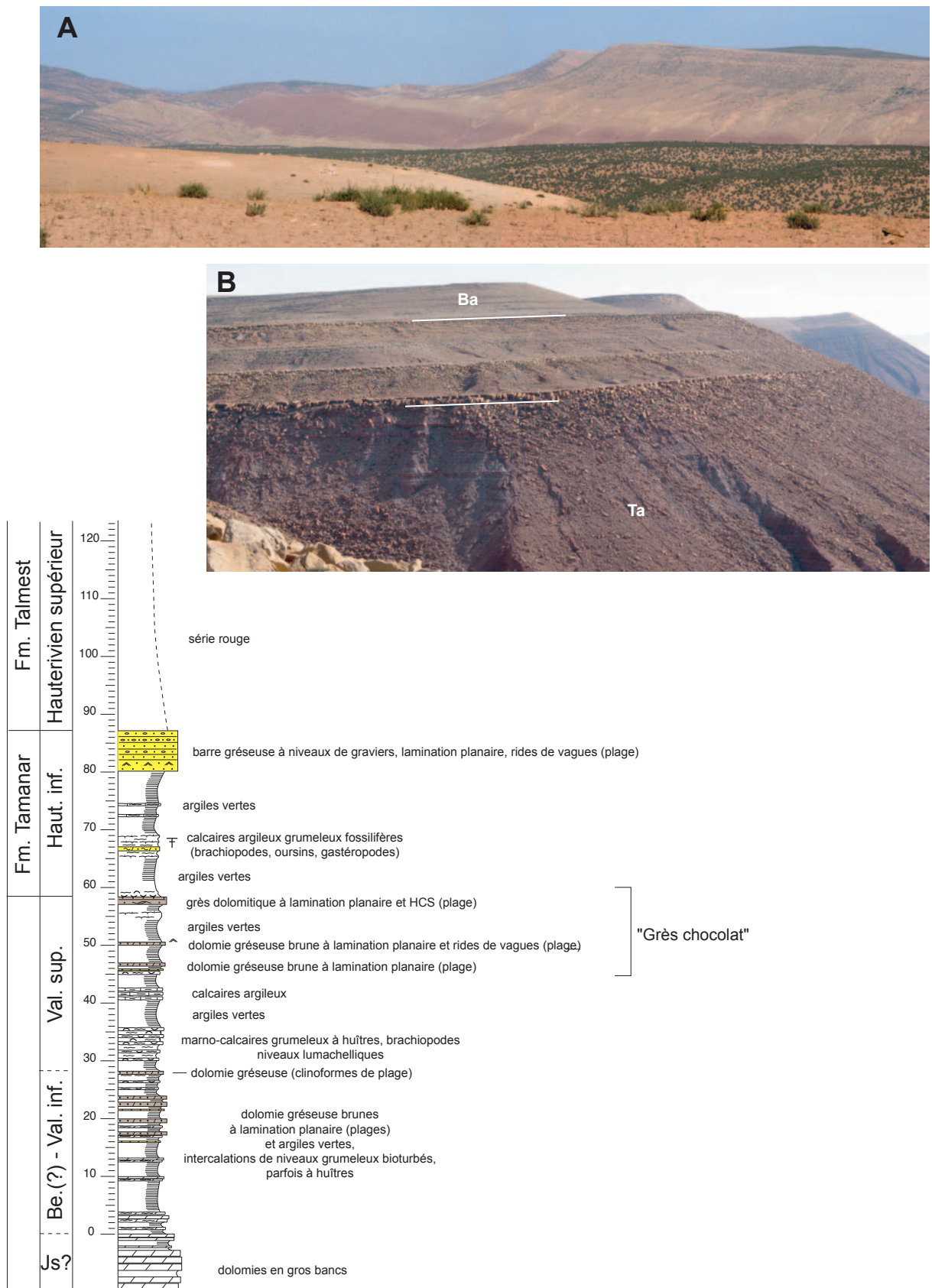
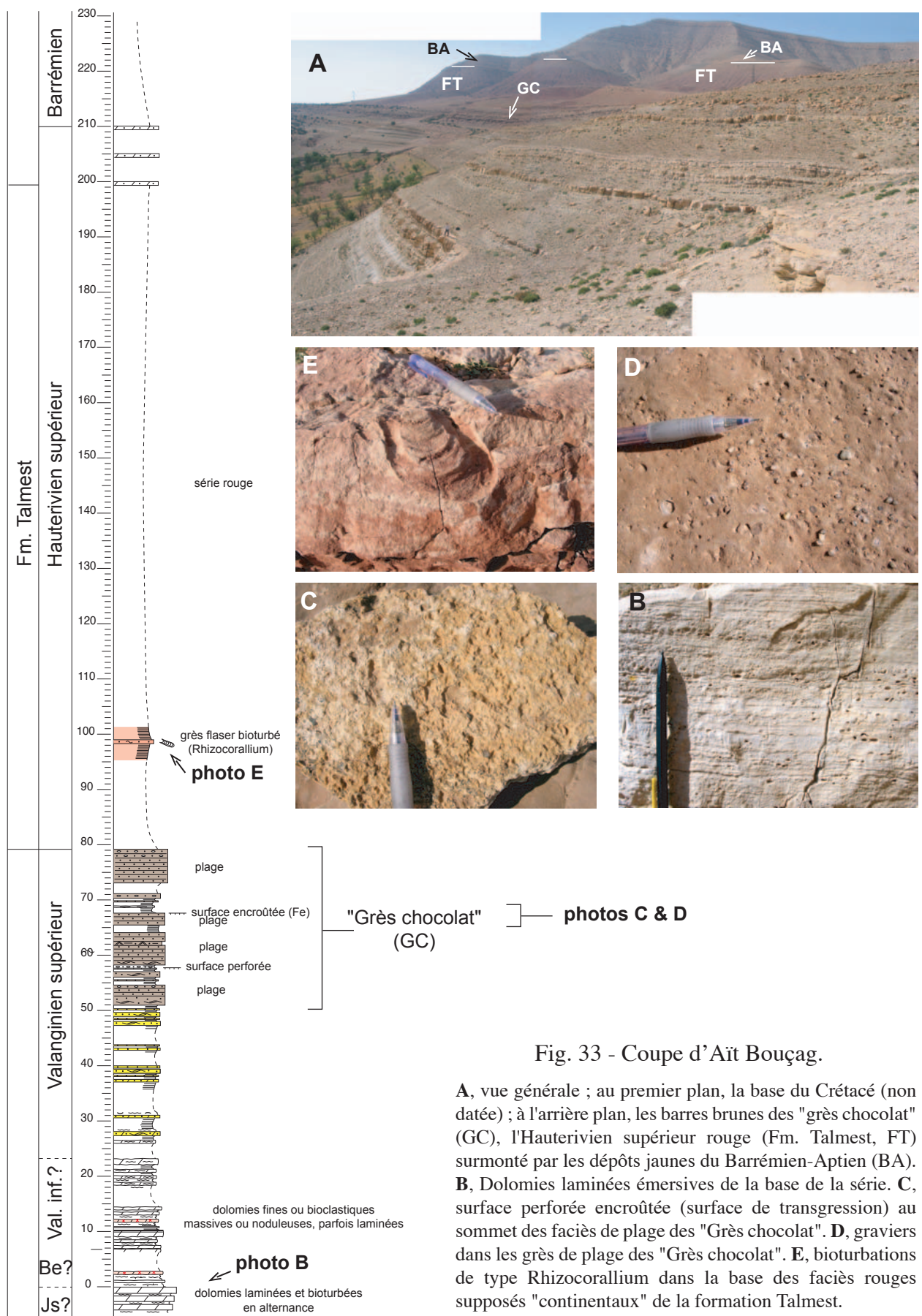


Fig. 32 - Coupe d'Assaka.

A, vue générale montrant la série rouge (Fm. Talmest) intercalée entre les dépôts berriasio-valanginiens et barrémo-aptiens jaunes. **B**, vue de détail du passage entre la Fm. Talmest hauterivienne rouge (Ta) et les marnes barrémiennes jaunes (Ba) ; les barres de cette transition correspondent aux cortèges transgressifs amont (dolomitisés) des plages régressives de la partie aval (Fig. 9).



7.4. J5 (jeudi 6 septembre) : Cénomano-Turonien interne, Maestrichtien-Paléocène

Arrêt 1 : coupe de Tamaloukt (Néocomien à Turonien).

Le Néocomien de l'anticlinal Tamaloukt/Afansou, au Nord de Taroudant n'a été que rapidement examiné. Les figures 34 à 36 illustrent sommairement la série caractérisée par la superposition de la série rouge supposée hauterivienne directement sur les calcaires et dolomies jurassiques. Les attributions stratigraphiques du reste de la série restent pour l'instant assez incertaines, faute de datations précises. On peut reconnaître la combe barrémienne surmontée par une barre dolomitique dont l'épaisseur décroît du Sud au Nord et attribuée à l'Aptien inférieur. Les marnes surincombantes pourraient être gargasiennes. Elles se terminent par une barre gréseuse discontinue qui pourrait être clansayésienne. Des faciès rouges et blancs sont ensuite attribués à l'Albien. Le Cénomaniens est blanc, assez peu épais par rapport aux séries vues plus tôt dans les environs d'Agadir. Il est fait de faciès carbonatés complexes, internes, avec des figures d'émersion. La barre turonienne est d'épaisseur faible mais on y reconnaît (Fig. 37) les deux séquences Tu1 et Tu2 mises en évidence et mieux datées dans le Haut-Atlas central (Fig. 38), en position plus interne.

Le passage C/T est détaillé sur la figure 37. L'étude géochimique (Fig. 39) ne montre pas d'anomalie, comme dans la coupe plus occidentale d'Askoutti. Le passage C/T n'est probablement pas enregistré à la suite d'une émersion dans cette coupe (cf. Fig. 12).

Arrêt 2 : coupe d'Erghita (passage K/T).

En repartant vers le Sud en direction de Taroudant, un arrêt sur la coupe d'Erghita pour voir les faciès particuliers de la transition Maestrichtien-Paléocène. Algouti et al. (1999) les ont décrits comme des faciès d'estran. La série est faite de petites séquences transgressives superposées et séparées par des surfaces d'émersion. Il s'agit principalement de séquences d'estran transgressifs sableux dans le Maestrichtien (Fig. 40), plus carbonatées dans le Paléocène (Fig. 41) mais fondamentalement peu différentes dans leur mode de mise en place.

Les séquences sableuses maestrichtiennes (Fig. 40) sont organisées de la même manière que les séquences du Continental Intercalaire du Sud-Tunisien qui n'a pratiquement rien de continental après la révision dont il a fait l'objet récemment (Ouaja et al. 2002, Ouaja 2003). le fonctionnement de ces séquences transgressives y est expliqué (Ouaja et al 2002, Fig. 13).

les séquences paléocènes (Fig. 41) sont semblables mais les faciès coquilliers remaniés dans les brèches transgressives sont plus abondants, peut-être un indice supplémentaire d'un climat globalement plus chaud au cours de cette période.

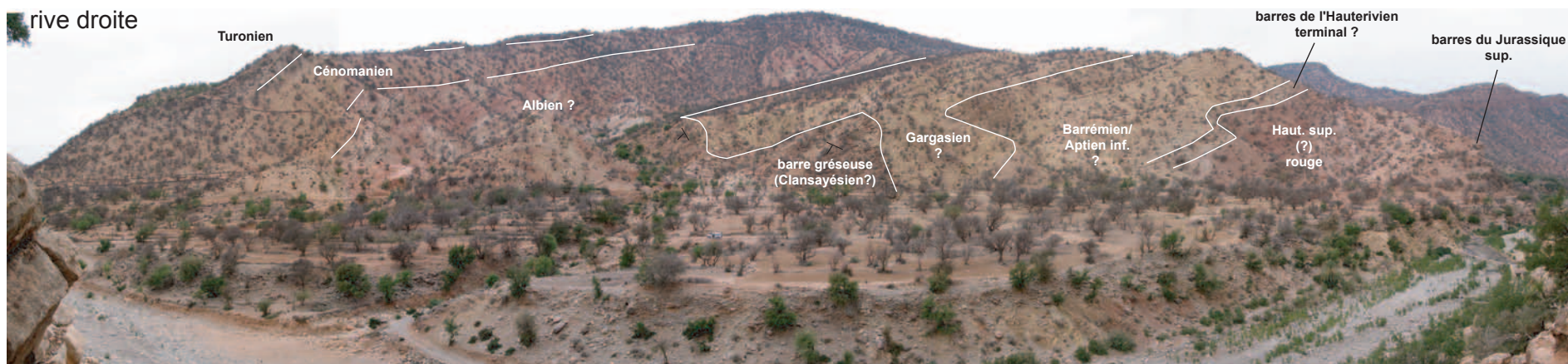
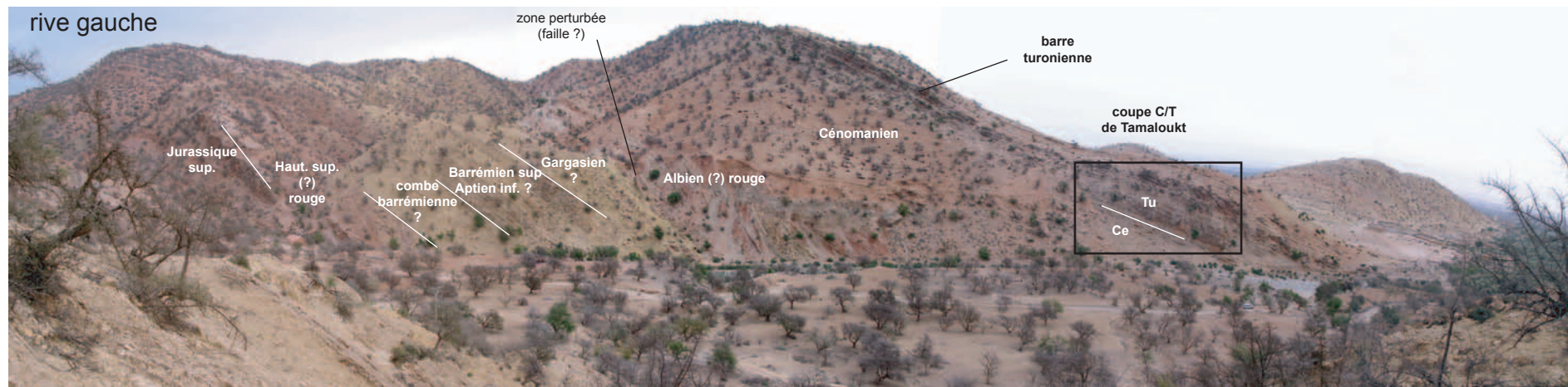


Fig.34 - Le Crétacé inférieur-Turonien de l'anticlinal de Tamaloukt/Afansou (périclinal sud à Tamaloukt).

(sur la photo du bas, l'oued coule de droite à gauche en direction de la plaine du Souss)



Fig.35 - Le Crétacé inférieur-Turonien de l'anticlinal de Tamaloukt/Afansou (piste de Tamaloukt à Afansou).

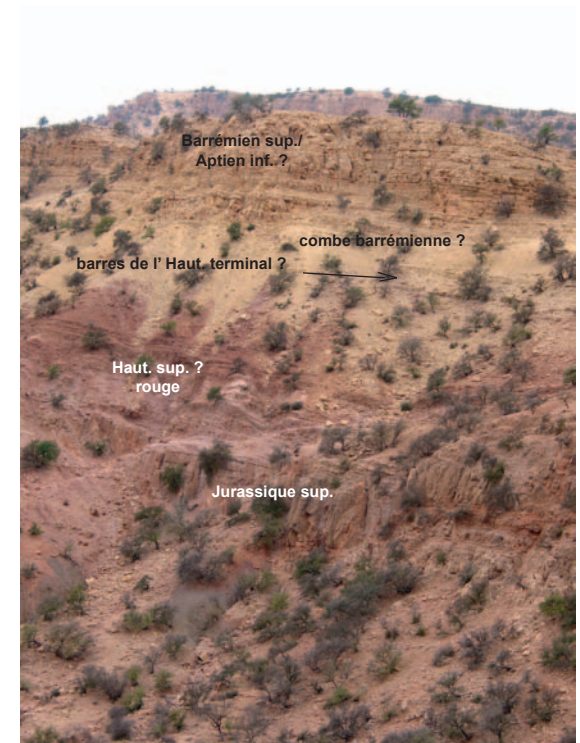
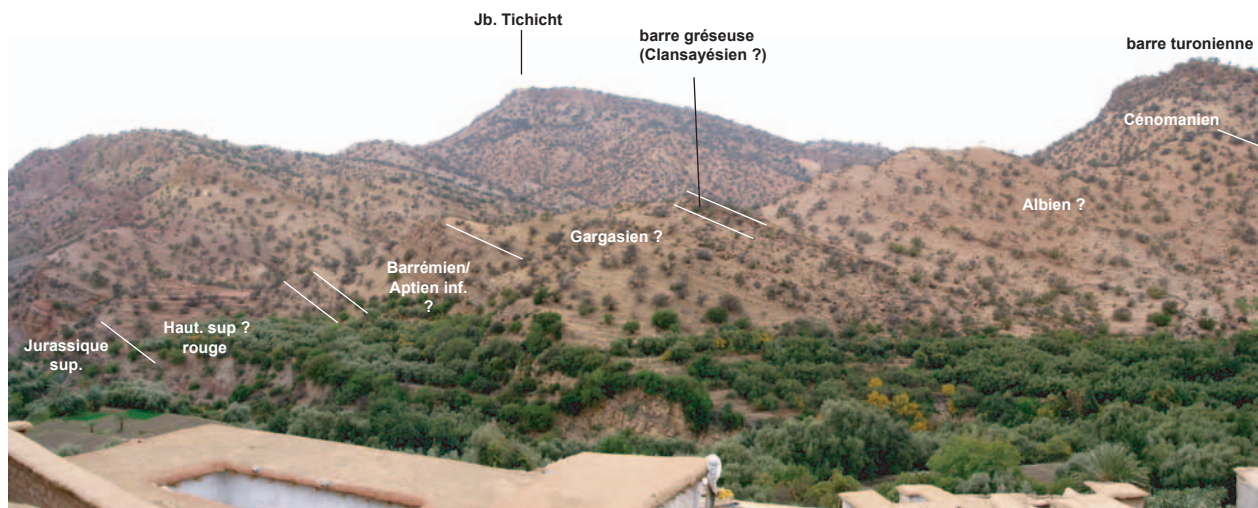


Fig. 36 - Le Crétacé inférieur-Turonien de l'anticlinal de Tamaloukt/Afansou (périclinal nord à Afansou).



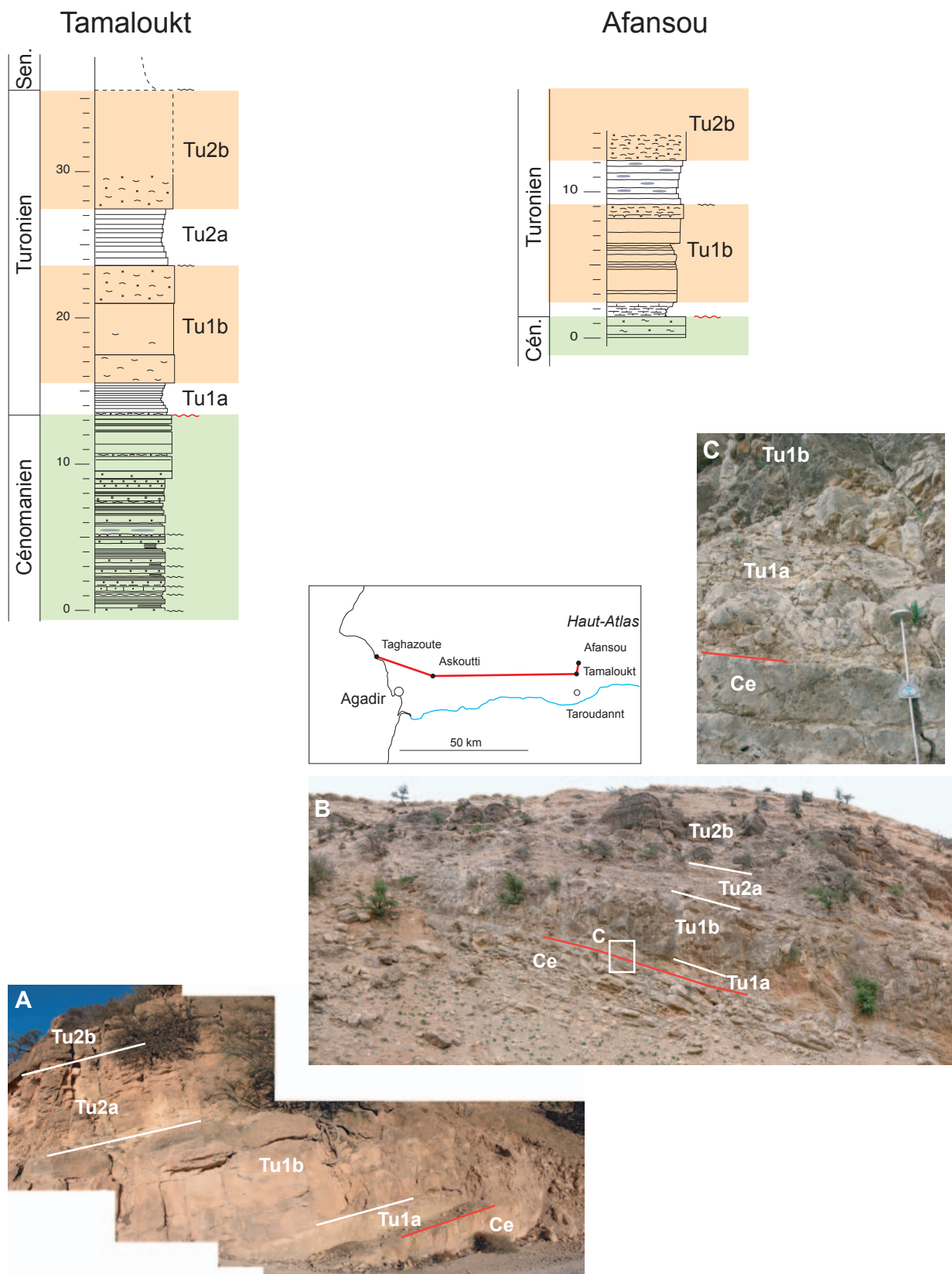


Fig. 37 - Le passage C/T dans les coupes de Tamaloukt et d'Afansou. (d'après M. Jati, thèse en cours)

Tu1 et Tu2, les deux séquences turoniennes à calcaires micritiques à la base (a) et faciès peu profonds au sommet (b) ;
A, coupe d'Afansou (trait rouge : limite Cénomanien-Turonien) ; **B**, coupe de Tamaloukt, vue générale ; **C**, coupe de
 Tamaloukt, détail du passage Cénomanien-Turonien.

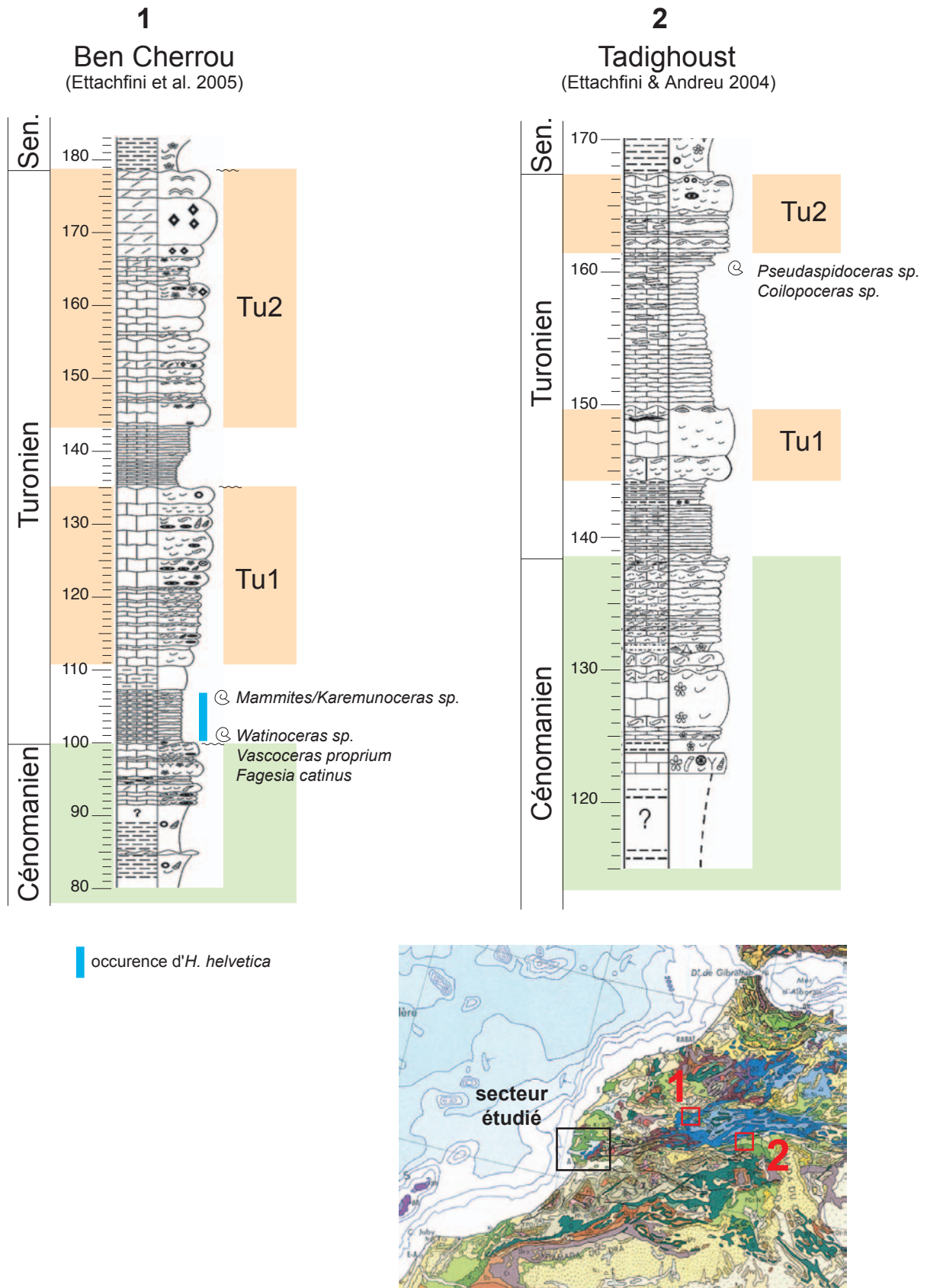


Fig. 38 - Le passage C/T dans les coupes du Haut-Atlas central (Ettachfini, Andreu et al.).

TU1 et TU2, faciès les moins profonds des deux séquences progradantes turoniennes.

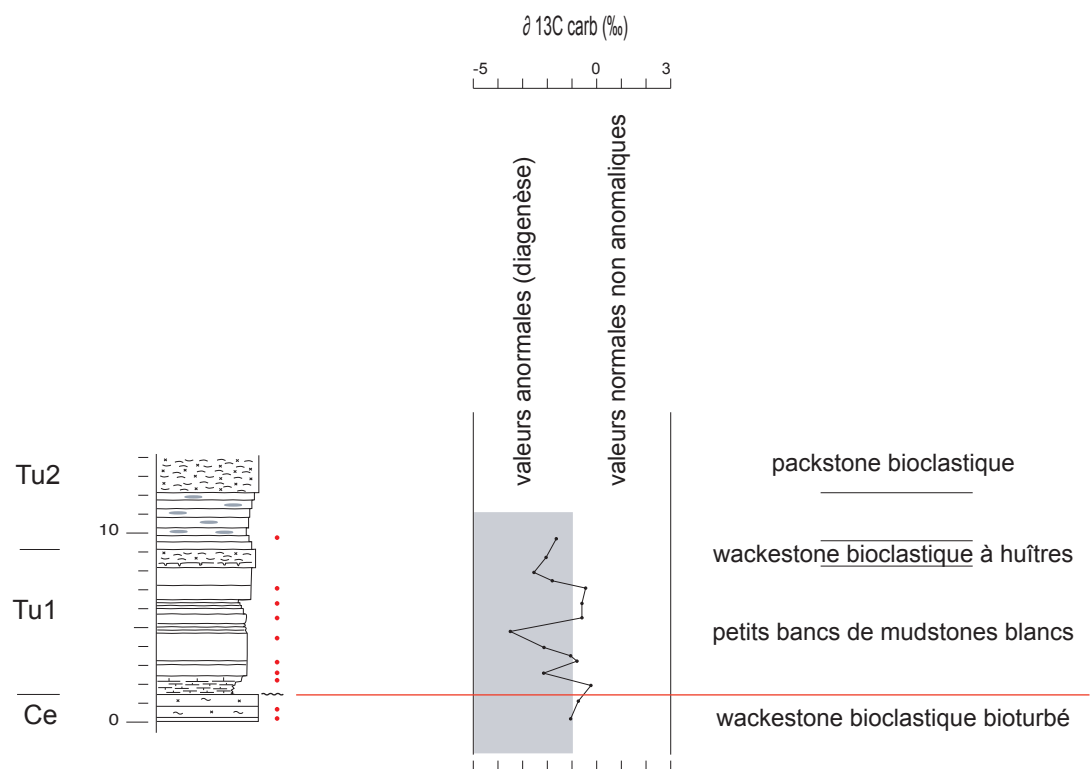


Fig. 39 - Géochimie isotopique du passage C/T dans la coupe d'Afansou.
(d'après M. Jati, thèse en cours)

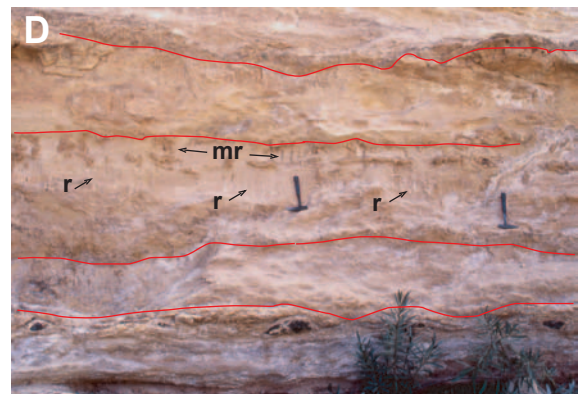
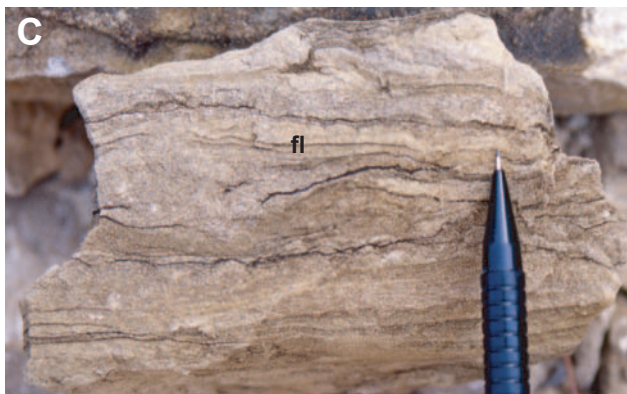
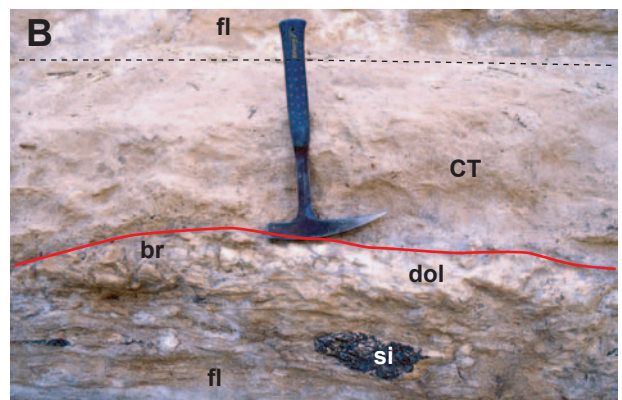
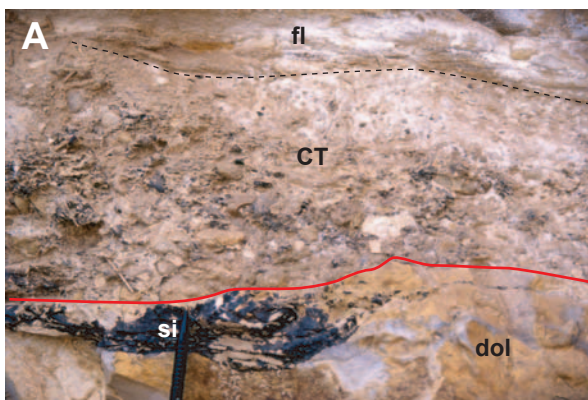
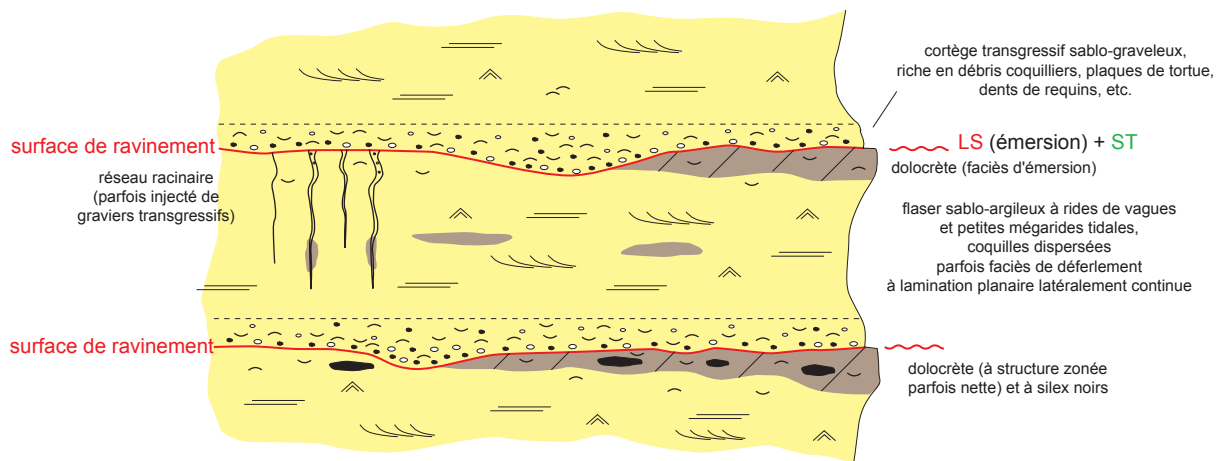


Fig. 40 - Séquences d'estrans transgressifs superposés, à dominance sableuse, dans le Maestrichtien d'Erghita, au nord de Tamaloukt.

L'épaisseur des séquences varie de 50 cm à quelques mètres. Les cadres sur le schéma renvoient aux photos.

Légende des photos : **A** et **B**, Détail des faciès de part et d'autre des discontinuités de ravinement (soulignées en rouge) : noter les cortèges transgressifs (CT) à graviers, les dolocrètes (dol) parfois bréchifiées sur place (br), les silex (si) associés aux dolocrètes (silcrètes ?). **C**, détail du faciès sablo-argileux de type flaser (fl) plus ou moins bioturbé constituant le corps de la séquence. **D**, traces de racines (r) et manchons racinaires (mr) au sommet de quelques séquences.

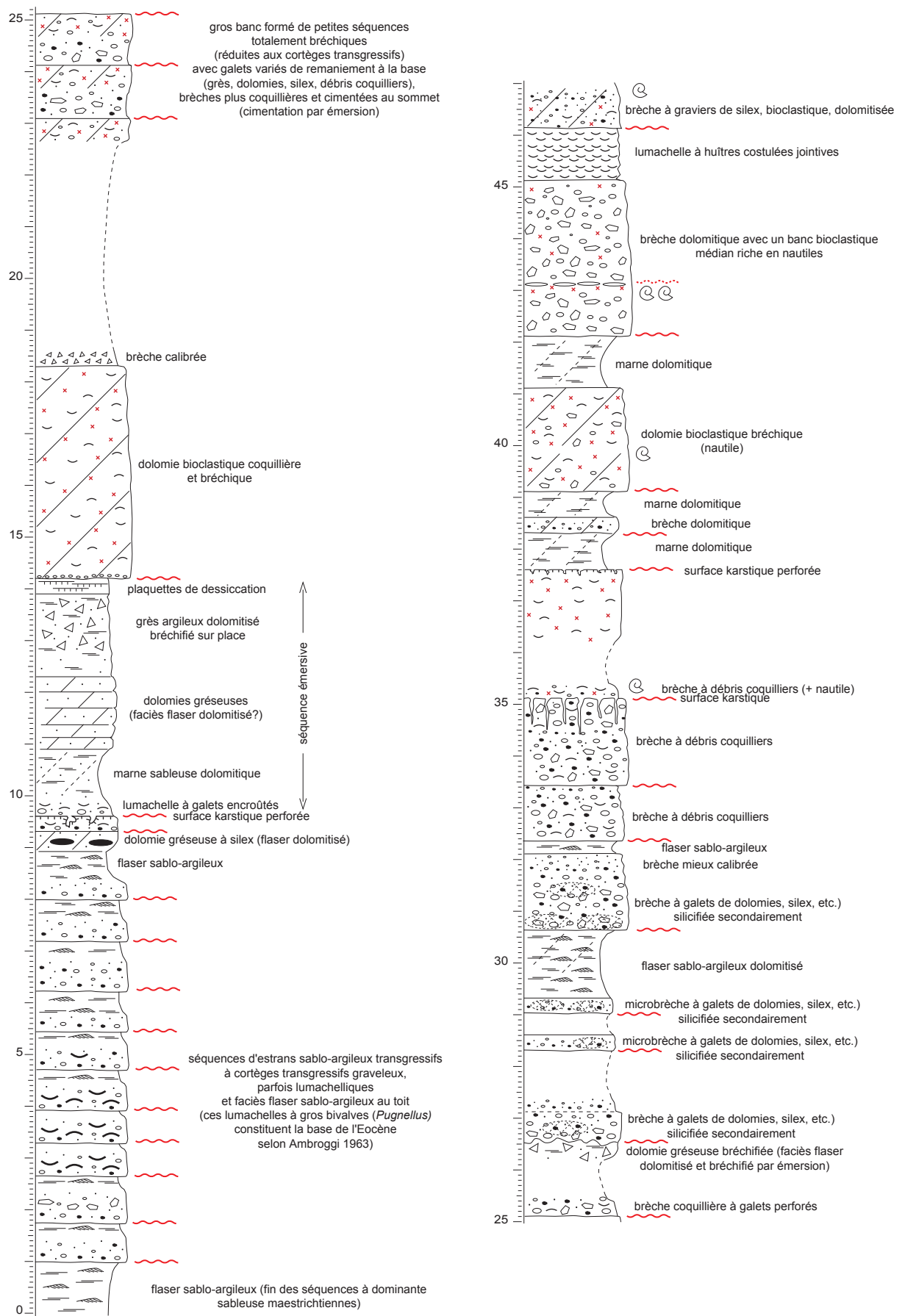


Fig. 41 - Coupe de détail dans les séquences émerisives bréchiques dolomitisées de la base du Paléocène à Erghita, au nord de Tamaloukt.

8. Bibliographie.

- Aadjour, M. (1992) - Etude stratigraphique et micropéleontologique du Barrémien-Aptien de la région d'Agadir (haut-Atlas atlantique, Maroc). *Thèse 3^o Cycle Univ. Marrakech*, p.
- Aadjour, M., Slimani, H., Fedan, B., Elzaroug, R.J., Rasul, S., Thusu, B., Morabet, A. (2005) - Palynostratigraphie des dépôts jurassico-crétacés des sondages MAC-1 (bassin de Doukkala) et ADM-1 (bassin d'Essaouira), Ouest du Maroc. *Bulletin de l'Institut Scientifique, Rabat*, section Sciences de la Terre, 27, 1-15.
- Algouti, Ah., Taj-Eddine, K., Algouti, Ab. (1998) - Mise en évidence d'un milieu palustre, soumis à la pédogenèse, dans le Sénonien de la région de Taroudant (Haut-Atlas Occidental - Maroc). *Géologie Méditerranéenne*, Marseille, 24, 3-4, 197-205.
- Algouti, Ah., Algouti, Ab., Taj-Eddine, K. (1999) - Le Sénonien du Haut Atlas occidental, Maroc : sédimentologie et analyse séquentielle, biostratigraphie et paléogéographie. *J. Afr. Earth Sci.*, 29, 4, 661-676.
- Ambroggi, R. (1963) - Etude géologique du versant méridional du Haut-Atlas occidental et de la plaine du Souss. *Notes et Mémoires Serv. Geol. Maroc*, 157, 321 p.
- Andreu, B., Canerot, J., Charriere, A., Feist, M. (1988) - Mise en évidence du Wealdien (Barrémien) dans le Moyen-Atlas (région de Boulmane, Maroc). *C.R. Acad. Sci. Paris*, II, 307, 20, 2069-2075.
- Andreu, B. (1989) - Le Crétacé moyen de la transversale Agadir-Nador (Maroc): précisions stratigraphiques et sédimentologiques. *Cretaceous Research*, 10, 1, 49-80.
- Andreu, B. (1990) - Les ostracodes barrémiens de la région d'Agadir (Maroc) : Systématique, paléoenvironnements et affinités paléogéographiques. *Revue de Micropaléontologie*, 32, 4, 243-260.
- Andreu, B. (1991) - Les Ostracodes du Crétacé moyen (Barrémien à Turonien), le long d'une transversale Agadir-Nador (Maroc). *Strata*, Toulouse, Sér. 2, 14, 1-765.
- Andreu, B. (1992) - Distribution stratigraphique des ostracodes du Barrémien au Turonien le long d'une transversale Agadir-Nador (Maroc). *Géologie Méditerranéenne*, Marseille, 19, 3, 165-187.
- Andreu, B. (1992) - Associations d'ostracodes et paléoécologie du Crétacé (Barrémien à Turonien) le long d'une transversale Agadir-Nador (Maroc). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 99, 3-4, 291-319.
- Andreu, B. (1993) - Associations d'Ostracodes et paléoenvironnements au passage Cénomanien-Turonien dans les régions d'Agadir (Haut Atlas) et de Boulmane (Moyen Atlas), Maroc. *Cretaceous Research*, 14, 4-5, 409-429.
- Andreu, B., Aadjour, M., Witam, O. (1993) - Ostracodes Cytherettidae et Trachyleberididae du Barrémien-Albien basal dans le bassin d'Agadir (Haut-Atlas occidental, Maroc). *Revista Espanola de Microplaeontologia*, XXV, 2, 95-124.
- Andreu, B., Ettachfini, E.M. () - Nouvelles espèces d'ostracodes du Cénomanien du Bassin d'Essaouira (Maroc). Implications paléoécologiques.
- Andreu, B., Witam, O. (1994) - Nouvelles espèces d'ostracodes de l'intervalle Barrémien-Albien de la région d'Agadir, Maroc : Systématique et résultats biostratigraphiques. *Revue de Micropaléontologie*, 37, 3, 169-180.
- Andreu, B., Bilotte, M., Ettachfini, E.M. (1996) - Microfaunes (foraminifères, ostracodes) et microflores (algues, charophytes) de l'Albien supérieur ?- Cénomanien-Turonien du bassin

- d' Essaouira (Haut Atlas occidental, Maroc) : biostratigraphie et paléoécologie. *Bull. Centres Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine*, Mém. 16, 521-539.
- Andreu, B., Colin, J.-P., Haddoumi, H., Charrière, A. (2003) - Les ostracodes des « Couches Rouges » du synclinal d'Aït Attab, Haut Atlas Central, Maroc : systématique, biostratigraphie, paléoécologie, paléobiogéographie. *Revue de Micropaléontologie*, Genève, 46, 193-216.
- Aoutem, M. (1989) - Etude des brachiopodes du Berriasien-Valanginien dans le bassin d'Agadir-Essaouira (Haut-Atlas occidental, Maroc). *Thèse 3° cycle Univ. Marrakech*, p.
- Atrops, F., Aoutem, M., Lhamyani B., Masrour, M. (2002) - Biostratigraphie par ammonites au passage Valanginien-Hauterivien dans le Haut Atlas occidental (Agadir, Maroc). STRATI 2002, 3ème Congrès français de stratigraphie, Lyon, France, résumé.
- Bettar, I. (1988) - Etude palynologique dans le Crétacé inférieur du bassin d'Agadir (Maroc). *Thèse 3° Cycle Univ. Lyon*, p.
- Bourgeoini, Y. (1994) - Etude micropaléontologique et biostratigraphique de l'Aptien et de l'Albien du bassin d'Essaouira (Haut-Atlas occidental, Maroc). *Thèse 3° Cycle Univ. Tunis*, p.
- Bourgeoini, Y., Ben Haj Ali, N., Razgallah, S. (2002) - Etude biostratigraphique du Crétacé inférieur (Barrémien supérieur- Albien) du Haut Atlas occidental (Maroc). *Estudios geol.*, 58, 105-112.
- Cavin, L., Boudad, L., Duffaud, S., Kabiri, L., Le Loeuff, J., Tong, H. (2001) - L'évolution paléoenvironnementale des faunes de poissons du Crétacé supérieur du bassin du Tafilalet et des régions avoisinantes (Sud-Est du Maroc) : implications paléobiogéographiques. *C.R. Acad. Sci. Paris, Sér. Sci. Terre et Planètes*, 333, 677-683.
- Charrière, A., Vila, J.-M. (1991) - Découverte d' Aptien marin à foraminifères dans le Moyen-Atlas (Maroc) : un golfe mésogéen à travers la Terre des Idrissides ? *C.R. Acad. Sci. Paris*, II, 313, 13, 1579-1586.
- Charrière, A. (1992) - Discontinuités entre les « couches rouges » du Jurassique moyen et du Crétacé inférieur dans le Moyen Atlas (Maroc). *C. R. Acad. Sci. Paris*, II, 315, 1389-1396.
- Charrière, A. (1996) - Contexte paléogéographique et paléotectonique de la formation des bassins crétacés du Moyen Atlas (Maroc) à la lumière des données stratigraphiques récentes. *Bull. Soc. géol. France*, 167, 5, 617-626.
- Charrière, A., Andreu, B., Ciszak, R., Kennedy, W.J., Rossi, A., Vila, J.-M. (1998) - La transgression du Cénomani supérieur dans la Haute-Moulouya et le Moyen-Atlas méridional (Maroc). Biostratigraphie, Paléoenvironnements et Paléogéographie. *Geobios*, 31, 5, 551-56.
- Charrière, A., Haddoumi, H., Mojon, P.-O. (2005) - Découverte de Jurassique supérieur et d'un niveau marin du Barrémien dans les « couches rouges » continentales du Haut Atlas central marocain : implications paléogéographiques et structurales. *C.R. Palevol*, 4, 5, 385-394.
- Chbani-B; Van Havert, T. (1986) - La série détritique et carbonatée anté-aptienne discordante sur le granite d' Azegour. Mise en évidence et évolution de la paléogéographie sur la bordure orientale du bassin d' Essaouira. *Rev. Fac. Sci. Marrakech*, Sect. Sci.Vie, n°. sp. 2, 143-153.
- Ciszak, R., Andreu, B., Charrière, A., Ettachfini, E., Rossi, A. (1999) - Le Crétacé antéturonien du Moyen Atlas méridional et de la Haute Moulouya, Maroc : Stratigraphie séquentielle et paléoenvironnements. *Bull. Soc. Géol. France*, 170, 4, 451-464.
- Cross, T.A. (1988) - Controls on coal distribution in transgressive-regressive cycles, In : C. K. Wilgus, B.S. Hastings, C. G. ST. C. Kendall, H. W. Posamentier, C.A. Ross, J.C. Van

- Wagner (eds); Sea level change: an integrated approach, *Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ.* 42, 1371-380.
- El Kamali, N. (1990) - Le Cénomaniens-Turonien du bassin d'Agadir (Haut-Atlas occidental, Maroc) : biostratigraphie, sédimentologie et essai de caractérisation des séquences de dépôt. *Thèse 3° Cycle Univ. Marrakech*, p.
- El Wartiti, M., Lalaoui, M.D. (1986) - Sur les formations laguno-continetales mésocretacées de la zone d'Imini (versant sud du Haut-Atlas). *Bull. Institut Scientifique Rabat*, 10, 21-25.
- Ettachfini, EM., El-Kamali, N., Bilotte, M. (1989) - Essai de caractérisation bio et lithostratigraphique des séquences sédimentaires dans le Crétacé moyen de la région d'Imi N'Tanout (Haut-Atlas occidental, Maroc). *Sci. Géol., Strasbourg*, Mém. 84, 71-81.
- Ettachfini, EM. (1991) - Le Valanginien de l'Atlas Atlantique (Maroc) : Stratigraphie et ammonitofaune. *Strata*, Toulouse, Sér. 2, Mém. 15, 153 p., 22 pl. HT.
- Ettachfini, EM. (1993) - Le Vraconien, Cénomaniens et Turonien du Bassin d'Essaouira (Haut-Atlas occidental, Maroc). Analyse lithologique, biostratigraphique et sédimentologique, stratigraphie séquentielle. *Strata*, Toulouse, Ser. 2, Mém. 18, 245 p.
- Ettachfini, EM., Company, M., Rey, J., Taj-Eddine, K., Tavera, J.M. (1998) - Le Valanginien du bassin de Safi (Maroc atlantique) et sa faune d'ammonites. Implications paléogéographiques. *C.R. Acad. Sci. Paris*, II, 327, 319-325.
- Ettachfini, EM., Andreu, B. (2004) - Le Cénomaniens et le Turonien de la plate-forme préafricaine du Maroc. *Cretaceous Research*, 25, 277-302.
- Ettachfini, E.M., Souhel, A., Andreu, B., Caron, M. (2005) - La limite Cénomaniens-Turonien dans le Haut Atlas central, Maroc. *Geobios*, 38, 1, 57-68.
- Ettachfini, M. (2004) - Les ammonites néocomiennes dans l'Atlas atlantique, Maroc. Thèse Doct. es Sci., Univ. Marrakech. *Strata*, Toulouse, Mem. 43, 223 p.
- Feist, M., Charriere, A., Haddoumi, H. (1999) - Decouverte de charophytes aptiennes dans les couches rouges continentales du Haut-Atlas oriental (Maroc). *Bull. Soc. géol. France*, 170, 5, 611-618.
- Ferrandini, M., Philip, J., Babinot, J.-F., Ferrandini, J., Tronchetti, G. (1985) - La plate-forme carbonatée du Cénomano-Turonien de la région d'Erfoud-Errachidia (Sud-Est marocain): stratigraphie et paléoenvironnements. *Bull. Soc. géol. France*, sér. 8, 1, 4, 559-564.
- Ferrandini, M. (1988) - Les foraminifères benthiques du Cénomaniens supérieur dans le sud-est marocain. *Revue de paleobiologie*, Genève, n° sp. 2, 429-430.
- Freinex, S. (1994) - Bivalves crétacés du bassin de Tarfaya (Maroc méridional atlantique): signification écologique et importance paléobiogéographique. *Bull. Museum National Histoire Naturelle Paris*, sect. C, 16, 2-4, 243-258.
- Galloway, W.E. (1989) - Genetic stratigraphic sequences and genesis of flooding-surface bounded depositional units. *Amer. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, 73, 125-142.
- Gharib, A. (1989) - Etude stratigraphique, sédimentologique et géodynamique des formations hauteriviennes entre Imi N'Tanoute et Smimou (Haut)Atlas occidental, Maroc). *Thèse 3° Cycle Univ. Marrakech*, p.
- Guillocheau, F. (1991) - Modalités d'empilement des séquences génétiques dans un bassin de plate-forme (Dévonien armoricain) : nature et distorsion des différents ordres de séquences de dépôts emboîtés. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, 15, 2, 383-410.
- Guillocheau, F. (1995) - Nature, rank and origin of phanerozoic sedimentary cycles. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 320, série II a, 1141-1157.

- Haddoumi, H. (1988) - Les couches rouges (Bathonien à Barrémien) du synclinal des Aït Attab (Haut Atlas central, Maroc). Etude sédimentologique et stratigraphique. *Thèse 3e cycle, Université Nancy-1*, 133 p. (en dépôt à l'université de Nancy).
- Haddoumi, H. (1998) - Les formations détritiques « couches rouges » (Bathonien et Crétacé inférieur) de la région d'Anoual (Haut Atlas oriental, Maroc) : sédimentologie, stratigraphie et paléogéographie. *Thèse Université Mohammed-Ier, Oujda*, 229 p., 25 pl. (en dépôt à la Soc. géol. France).
- Haddoumi, H., Almeras, Y., Bodergat, A.-M., Charrière, A., Mangold, C., Benshili, K. (1998) - Age et environnements des Couches Rouges d'Anoual (Jurassique moyen et Crétacé inférieur, Haut-Atlas oriental, Maroc). *C.R. Acad. Sci. Paris*, II, 327, 127-133.
- Haddoumi, H., Charrière, A., Feist, M., Andreu, B. (2002) - Nouvelles datations (Hauterivien supérieur– Barrémien inférieur) dans les « Couches rouges » continentales du Haut-Atlas central marocain ; conséquences sur l'âge du magmatisme et des structurations mésozoïques de la chaîne Atlasique. *C.R. Palévol.*, 1, 259-266.
- Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P.R. (1987) - Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235, 1156-1167.
- Homewood, P., Guillocheau, F., Eschard, R., Cross, T.A. (1992) - Corrélation haute résolution et stratigraphie génétique : une démarche intégrée. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, Pau, 16, 2, 357-381.
- Homewood et al. glossaire Elf () -
- Hunt, D., Tucker, M.E. (1992) - Stranded parasequences and the forced regression wedge systems tract: deposition during base level fall. *Sedimentary Geol.*, 81, 1– 9.
- Ibnoussina, M. (1988) - Etude stratigraphique et sédimentologique du Jurassique terminal - Néocomien de la région d'Ichamraren-Imi N'Tanoute (Haut-Atlas occidental, Maroc). *Thèse 3° Cycle Univ. Marrakech*, p.
- Icane, N., (1994) - Sédimentologie, Stratigraphie séquentielle et diagenèse carbonatée des faciès du Crétacé moyen du bassin d'Essaouira (Haut Atlas, Maroc). *Thèse Université de Tunis*, p.
- Jenny, J., Le Marrec, A., Monbaron, M. (1981) - Les couches rouges du Jurassique moyen du Haut Atlas central (Maroc) : corrélations lithostratigraphiques, éléments de datation et cadre tectonosédimentaire. *Bull. Soc. géol. France*, 7, 23, 6, 627–639.
- Lang, J., Mahdoudi, M.L., Pascal, A. (1990) - Sedimentation-calcrete cycles in the Mesozoic Red Formations from the central High Atlas (Telouet area), Morocco. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 81, 1-2, 79-93.
- Le Roy, P., Guillocheau, F., Piqué, A., Morabet, A.M. (1998) - Subsidence of the Atlantic Moroccan margin during the Mesozoic. *Can. J. Earth Sci.*, 35, 476–493.
- Marrakchi, C. (1993) - Dynamique et paléoenvironnement du bassin d'Essaouira-Agadir au passage Jurassique-Crétacé: Approches quantitatives. *Thèse 3° Cycle Paris*, Mem. ENSPM, 20, 162 p.
- Masrour, M. (1987) - Etude des Echinides du Crétacé inférieur de la région de Tarhazoute (Haut-Atlas occidental, Maroc). *Thèse 3° cycle Université de Lyon*, 145 p.
- Masrour, M., Aoutem, M., Atrops, F. (2004) - Succession des peuplements d'échinides du Crétacé inférieur dans le Haut Atlas atlantique (Maroc ; révision systématique et intérêt stratigraphique. *Geobios*, 37, 595-617.
- Meister, C., Rhalimi, M. (2002) - Quelques ammonites du Cénomaniens-Turonien de la région d'Errachidia-Boudnid-Erfoud (partie méridionale du Haut Atlas Central, Maroc). *Revue de Paléobiologie*, Genève, 21, 2, 759-779.

- Nouidar, M., Chellaï E.H. (2001) - Facies and sequence stratigraphy of an estuarine incised-valley fill: Lower Aptian Bouzergoun Formation, Agadir Basin, Morocco. *Cretaceous Research*, 22, 93-104.
- Ouaja, M., Ferry, S., Barale, G., Srarfi, D. (2002) - Faciès de dépôt du Jurassique et du Crétacé du bassin de Tataouine. Livret-Guide excursion ASF-ONM, 100 p. (téléchargeable sur le site de l'Association des Sédimentologues Français : <http://www.sedimentologie.com>)
- Ouaja, M. (2003) - Etude sédimentologique et paléobotanique du Jurassique moyen-Crétacé inférieur du bassin de Tataouine (Sud-Est de la Tunisie). Thèse Doct. Univ. Lyon, 164 p., 50 Figs HT.
- Plint, A.G., Nummedal, D. (2000) - The falling stage systems tract: recognition and importance in sequence stratigraphic analysis, In: D. Hunt, R. L. Gawthorpe, (eds) *Sedimentary Responses to Forced Regressions. Geological Society London Special Publications*, 172, 19-46.
- Posamentier, H.W., Vail, P.R. (1988) - Eustatic control on clastic deposition II : sequence and systems tracts models. *S.P.E.M. Special Publ.*, 42, 125-154.
- Posamentier, H.W., Morris, W.R. (2000) - Aspects of the stratal architecture of forced regressive deposits, In: D. Hunt, R. L. Gawthorpe, (eds) *Sedimentary Responses to Forced Regressions. Geological Society London Special Publications*, 172, 19-46.
- Posamentier, H.W., Jervey, M.T., Vail, P.R. (1988) - Eustatic control on clastic deposition I- Conceptual framework. *S.P.E.M. Special Publ.*, 42, 109-124.
- Posamentier, H.W., Allen, G.P., James, D.P., Tesson, M. (1992) - Forced regressions in a sequence stratigraphic framework: concepts, examples, and exploration significance, *Amer. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, 76, 11, 1687- 1709.
- Rey, J., Canerot, J., Peybernes, B., Taj-Eddine, K., Rahhali, I., Thieuloy, J.P. (1986) - Le Crétacé inférieur de la région d' Essaouira : Données biostratigraphiques et évolutions sédimentaires. *Rev. Fac. Sci. Marrakech*, Sect. Sci. Vie., n. sp. 2, 413-441.
- Rey, J., Canerot, J., Rocher, A., Taj-Eddine, K., Thieuloy, J.P. (1986) - Le Crétacé inférieur sur le versant nord du Haut-Atlas (région d' Ime n' Tanout et Amizmiz) : Données biostratigraphiques et évolutions sédimentaires. *Rev. Fac. Sci. Marrakech*, Sect. Sci. Vie., n. sp. 2, 393-411.
- Rey, J., Canerot, J., Peybernes, B., Taj-Eddine, K., Thieuloy, J.P. (1988) - Lithostratigraphy, biostratigraphy and sedimentary dynamics of the Lower Cretaceous deposits on the northern side of the western High Atlas (Morocco). *Cretaceous Research*, 9, 2, 141-158.
- Rhalmi, M., Pascal, A., Chellaï E.H. (2000) - Litho-biostratigraphie, diagenèse et paléogéographie au Cénomanien supérieur - Turonien inférieur des bassins sud-atlasiques marocains. *Geologie alpine*, Grenoble, 76, 135-149.
- Rhalmi, M., Pascal, A., Chellaï E.H. (2004) - Caractérisations lithobiostratigraphique, diagénétique et paléogéographique au Cénomanien supérieur-Turonien inférieur des bassins de Ouarzazate et Errachidia-Boudnib-Erfoud (Sud du Haut-Atlas Central marocain). *Bull. Soc. Géol. Nord*, Lille, .
- Rossi, A., Rey, J., Andreu, B. et Taj-Eddine, K. (2003) - Apport des ostracodes à l'interprétation séquentielle du Crétacé inférieur (Berraisien-Valanginien) du bassin d'Essaouira-Agadir (Maroc). *C.R. Palevol*, 2, 133-141.
- Rossi, A. (2003) - Les Ostracodes du Crétacé inférieur (Berriasien-Barrémien) de l'Atlas atlantique, Maroc. *Strata*, Toulouse, Mem. 44, 301 p.

- Souhel, A. (1987) - Dynamique sédimentaire des couches rouges intercalaires (Bathonien - Cénomanién) dans l' Atlas de Beni- Mellal (Haut-Atlas Central, Maroc). *Strata*, Toulouse, Ser. 2, Mém. 8, 169 p.
- Souhel, A. (1996) - Le Mésozoïque dans le Haut-Atlas de Beni-Mellal (Maroc). Stratigraphie, sédimentologie et évolution géodynamique. *Strata*, Toulouse, Ser. 2, Mém. 27, 249 p.
- Taj-Eddine, K., Gharib, A., Ben Abbes-Taarji, R., Ibnoussina, M., Canerot, J., Rey, J. (1989) - Le Neocomien du versant nord du Haut-Atlas occidental : Stratigraphie, rôle de l' eustatisme, de la tectonique distensive et de l' halocinèse. *Sciences Geologiques*, Strasbourg, Mém. 84, 61-69.
- Taj-Eddine, K., Rey, J., Aoutem, M., Ettachfini, M., Hoedemaeker, P. (1990) - Les couches de passage du Jurassique au Crétacé dans la région d' Agadir (Maroc) : nouveaux éléments de datation et séquences de dépôt. *Revue de Paléobiologie*, Genève, 9, 1, 113-120.
- Taj-Eddine, K. (1991) - Le Jurassique terminal et le Crétacé basal dans l' Atlas atlantique (Maroc) : biostratigraphie, sédimentologie, stratigraphie séquentielle et géodynamique. *Thèse Doct. Etat Univ. Marrakech*, 323 p.
- Taj-Eddine, K., Ettachfini, M., Rey, J. (1992) - Le Berriasien et le Valanginien de l' Atlas Atlantique - Maroc. Biostratigraphie et séquences de dépôt. *Géologie Méditerranéenne*, Marseille, 19, 1, 41-50.
- Terrab, S. (1996) - Le Cénomanién-Turonien d' Agadir. Stratigraphie et diagenese (Nodulisation). *Mém. Sci Terre*, Strasbourg, 27, 254 p.
- Thein, J. (1988) - Turonian paleogeography of the High Atlas Mountains (Morocco) and the North Atlantic. *Z. Dtsch. Geol. Ges. Stuttgart*, 139, 1, 261-287.
- Vail, P.R., Colin, J.P., Jan Du Chêne, R., Kuchly, J., Mediavilla, F., Trifilieff, V. (1987) - La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin Paris. *Bull. Soc. Géol. France*, 8, III, 7, 1301-1321.
- Vail, P.R., Audemard, E., Bowman, S., Eisner, P.N., Perz-Cruz, C. (1991) - The stratigraphic signatures of tectonics, eustacy and sedimentology, An overview, In: Einsel G., Ricken W. et Seilacher A., (eds), cycles and events in stratigraphy. *Springer-Verlag*, Berlin, 617-659.
- Van Wagoner, J. C., Posamentier, W. H. W. Mitchum, R. M. Vail, P. R. & Sarg, J. F. (1988) - An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In: Wilgus, C. K., Hastings, B. S., Kendall, C. G. St C., Posamentier, H. W., Ross, C. A. & Van Wagoner, J. C. (eds) Sea-level Changes: an Integrated Approach, *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication*, 42, 39-46.
- Wiedmann, J., Butt, A., Einsele, G. (1982) - Cretaceous stratigraphy, environment and subsidence history of the Moroccan continental margin. In *Geology of the North West Afrocan continental margin*. *Springer-Verlag*, Berlin, 366-395.
- Wippich, M.G.E. (2003) - Valanginian (Early Cretaceous) ammonite faunas from the western High Atlas, Morocco, and the recognition of western Mediterranean 'standard' zones? *Cretaceous Research*, 24, 357-374.
- Witam, O., Rey, J., Aadjour, M., Magniez-Jannin, F., Delanoy, G. (1993) - Nouvelles données biostratigraphiques et séquentielles sur la série barrémienne et aptienne du Bassin d' Agadir (Maroc). *Revue de Paléobiologie*, Genève, 12, 1, 193-202.
- Witam, O. (1998) - Le Barrémien-Aptien de l' Atlas Atlantique (Maroc) : Lithostratigraphie, biostratigraphie, sédimentologie, stratigraphie séquentielle, géodynamique et paléontologie. *Strata*, Toulouse, Mem. 30, 420 p.

- Wippich M.G.E. (2003) - Valanginian (Early Cretaceous) ammonite faunas from the western High Atlas, Morocco, and the recognition of western Mediterranean 'standard' zones. *Cretaceous Research*, 24, 357–374.
- Wurster, P., Stets, J. (1982) - Sedimentation in the Atlas Gulf II : Mid-Cretaceous events. In Geology of the North West African continental margin. *Springer-Verlag*, Berlin, 439-459.

9. Annexes.

Annexe 1 : Extrait carte routière Michelin à 1/1.000.000.

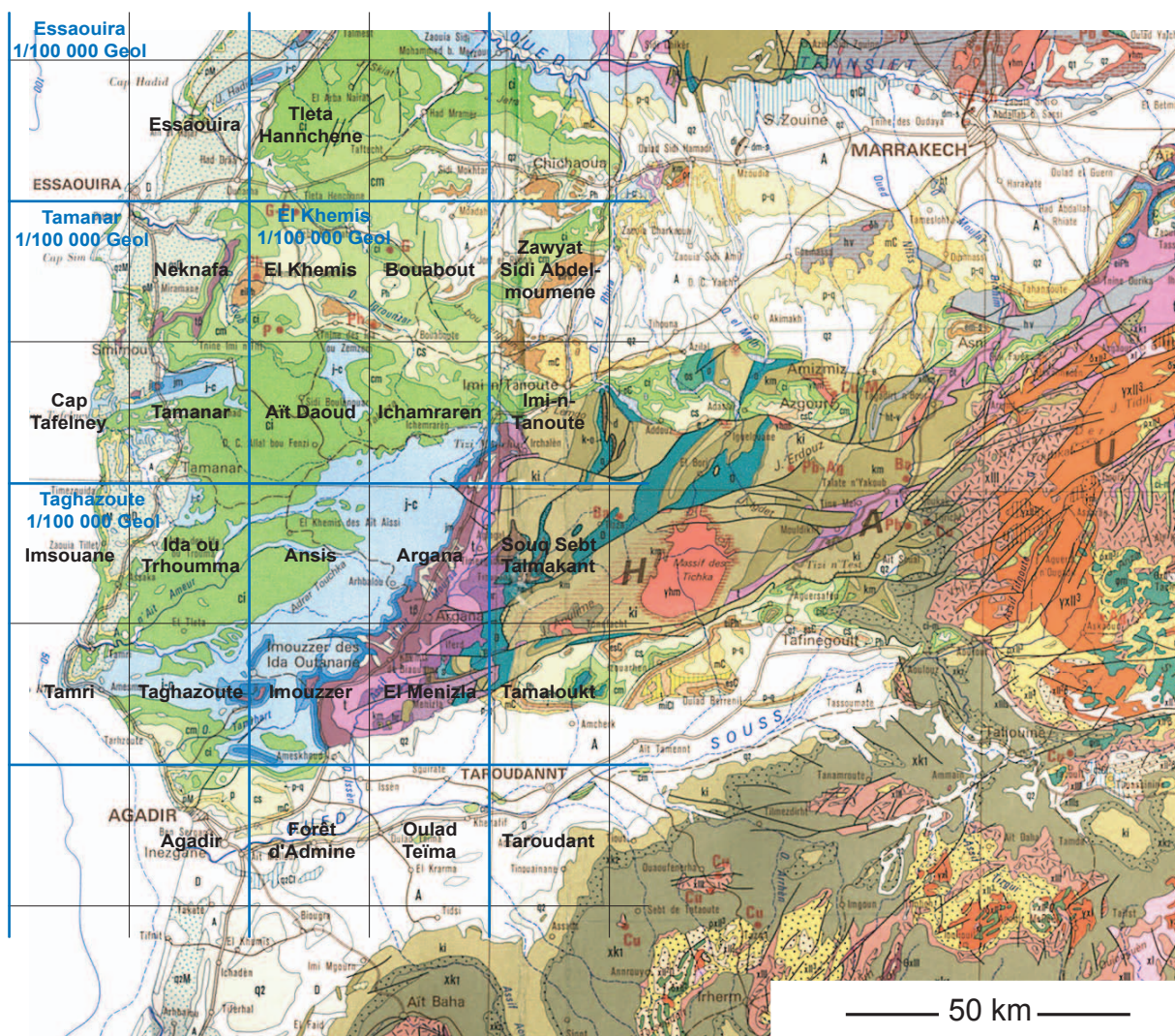
Annexe 2 : Découpage des cartes topographiques et géologiques.

Annexe 1



Extrait carte routière du Maroc (Michelin, n° 742) à 1/1.000.000 (échelle modifiée)

Annexe 2



Extrait carte géologique à 1/1.000.000

Découpage des cartes topographiques et géologiques

en noir, découpage topographique à 1/50.000 ; en bleu, découpage géologique à 1/100.000